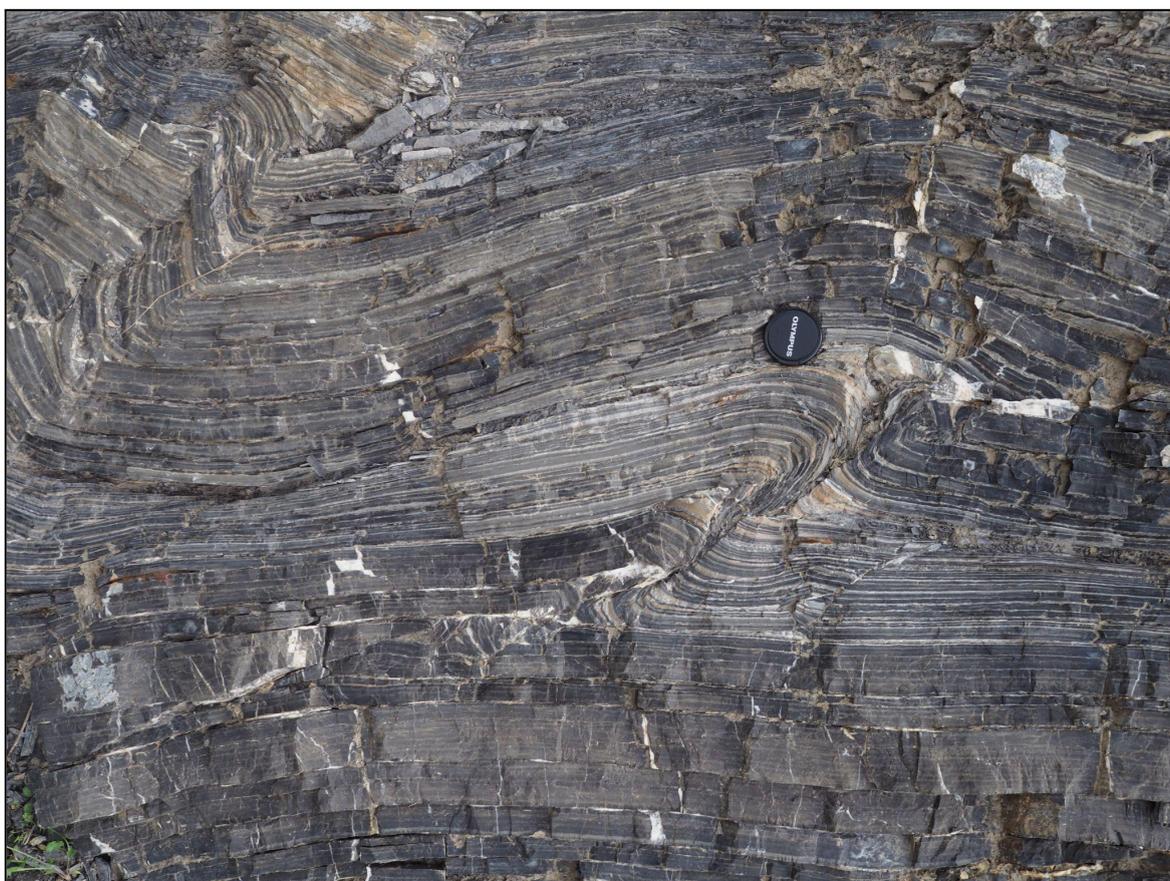


Universidad de Oviedo  
Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica



Trabajo Fin de Máster

**Interacciones de pliegues y fallas a escala de afloramiento: ejemplos de la parte sur de la Zona Cantábrica (norte de León).**

Aida Muñiz Fdez-Cedrón

Julio 2024

Dña. Aida Muñiz Fdez-Cedrón, autora del Trabajo Fin de Máster titulado “Interacciones de pliegues y fallas a escala de afloramiento: ejemplos de la parte sur de la Zona Cantábrica (norte de León)”, confirma que es un trabajo original y solicita su presentación en el Máster Universitario Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 19 de julio de 2024

Fdo. Aida Muñiz Fdez-Cedrón

La Dra. María Teresa Bulnes Cudeiro, Profesora Titular del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, y el Dr. Hodei Uzkeda Apestegua, Profesor Ayudante Doctor del Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid, confirman que han tutelado el trabajo “Interacciones de pliegues y fallas a escala de afloramiento: ejemplos de la parte sur de la Zona Cantábrica (norte de León)”, realizado por Dña. Aida Muñiz Fdez-Cedrón, y autorizan su presentación y defensa como Trabajo Fin de Máster en el Máster Universitario en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica de la Universidad de Oviedo.

En Oviedo, a 19 de julio de 2024

Fdo. María Teresa Bulnes Cudeiro

Fdo. Hodei Uzkeda Apestegua

## **AGRADECIMIENTOS**

Querría agradecer y dedicar este trabajo a todas esas personas que, tanto de manera directa como indirecta, me han apoyado y gracias a ellas se ha conseguido acabar este estudio:

En primer lugar y más importante, me gustaría agradecer tanto a mis tutores oficiales, la Dra. María Teresa Bulnes Cudeiro y el Dr. Hodei Uzkeda Apestegua, como a mi tutor no oficial, el Dr. Josep Poblet Esplugas, por toda la ayuda y guía que me proporcionaron a lo largo de toda esta experiencia y por toda la paciencia que han tenido que tener conmigo.

En segundo lugar, querría dedicarle este trabajo a mi familia, ya que me brindaron a diario un apoyo incondicional a pesar de no entender realmente qué es lo que estaba haciendo.

En tercer lugar, dedico este documento a mis amigos por haberme aguantado cada vez que me agobiaba, en especial a Natalia, por dejarse arrastrar a una carretera remota a estudiar un afloramiento aún cuando no se le había perdido nada por allí, y a Alejo, por darme una clase particular exprés del uso de QGIS.

Me gustaría agradecer también a la Dra. Marta Magán Lobo, por su ayuda en la creación del modelo virtual de la Cantera de Gualta a partir de las fotografías tomadas con un dron.

También me gustaría agradecer a los geólogos de Minersa, con los que pude trabajar codo con codo a lo largo de seis meses, meses que nunca olvidaré, y sobre todo por darme una motivación extra por la que finalizar este documento.

Querría agradecer al Proyecto de investigación PID2021-126357NB-100, financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación, ya que nos permitió poder movilizarnos hacia la Cantera de Gualta.

Y por último, pero no menos importante, al guarda de seguridad de la Cantera de Gualta, por permitirnos acceder a las instalaciones para poder apreciar la inmensa cantidad de estructuras presentes en las calizas de la Fm. Barcaliente y tomarse la molestia de adecentarnos el camino.

---

## ÍNDICE

Resumen .....	4
Abstract .....	4
1. Introducción .....	5
2. Antecedentes.....	6
2.1. Antecedentes geológicos.....	6
2.2. Antecedentes históricos.....	6
3. Objetivos.....	6
4. Situación geográfica.....	7
5. Contexto geológico.....	8
6. Geología local.....	10
6.1. Afloramiento 1.....	10
6.2. Afloramiento 2.....	13
7. Metodología.....	16
7.1. Recopilación y estudio de información bibliográfica.....	16
7.2. Trabajo de campo.....	17
7.3 Trabajo de Gabinete.....	18
8. Resultados.....	20
8.1. Afloramiento 1.....	20
8.2. Afloramiento 2.....	24
9. Discusión.....	40
9.1. Afloramiento 1:.....	40
9.2. Afloramiento 2:.....	41
9.3. Comparación entre los afloramientos:.....	42
10. Conclusiones.....	42
11. Bibliografía.....	44

## **RESUMEN**

En este trabajo se ha realizado una interpretación, descripción y comparación de las estructuras presentes en dos afloramientos de gran calidad localizados en el norte de la provincia de León. Dichos afloramientos poseen pliegues y cabalgamientos interrelacionados y están ubicados en flancos de pliegues de escala cartográfica. En lo referente a la litología, en ambos casos, las rocas estudiadas son rocas carbonatadas paleozoicas, más concretamente de edad Carbonífero inferior. Con el fin de representar lo observado en campo, se han generado una serie de figuras tales como esquemas de detalle de estructuras menores y, en uno de los ejemplos analizados, fue necesario realizar una cartografía de detalle acompañada de un corte geológico de la estructura mayor que, posteriormente se restauró a un estado previo a la deformación de las venas de calcita. Al comparar las estructuras de escala de afloramiento de cada localización, se pudieron apreciar las diferencias entre los ejemplos estudiados, que a primera vista poseían estructuras similares. Las diferencias entre ambos casos probablemente sean consecuencia fundamentalmente a que involucran rocas con reologías diferentes y a la existencia de estructuras previas que condicionaron la distribución de los esfuerzos compresivos.

## **ABSTRACT**

In this work an interpretation, description and comparison of the present structures in two high-quality outcrops located in the north of the province of León have been carried out. These outcrops feature interrelated folds and thrusts and are situated at the limbs of map-scale folds. Regarding lithology, in both cases, the studied rocks are Paleozoic carbonate rocks, specifically of Lower Carboniferous age. In order to represent the field data, a series of figures have been generated, such as detailed diagrams of minor structures. In one of the analyzed examples, detailed mapping was necessary, accompanied by a geological cross-section of the major structure, which was later restored to a state prior to the last compressive episodes. By comparing the outcrop-scale structures from each location, differences were observed between the studied examples, which at first glance appeared to be similar. The differences between the two cases are likely due to the involvement of rocks with different rheology and the existence of previous structures that influenced the distribution of compressive stresses.

## **1. INTRODUCCIÓN:**

Las interacciones entre pliegues y cabalgamientos, pueden dar estructuras muy variadas y de gran interés, tanto a nivel académico, como económico. Por ejemplo, en el caso de que se trate de estructuras relacionadas entre sí, formadas de manera simultánea como consecuencia del movimiento de cabalgamientos, se diferencian tres tipos de pliegues: pliegues de flexión de falla, pliegues de propagación de falla y pliegues despegados.

Rich (1934), definió los pliegues de flexión de falla como una consecuencia del desplazamiento de un bloque de falla a lo largo de una superficie de falla no planar, generando una flexión en dicho bloque. Normalmente, suelen desarrollarse en el bloque superior, pero también pueden formarse en el bloque inferior o en ambos. Los pliegues de propagación de falla (Dahlstrom, 1970) se generan de forma simultánea a la propagación de una falla en situación de rampa a través de varios estratos, de tal manera que el acortamiento es el causante del plegamiento en las proximidades al plano de falla. El último grupo, los pliegues despegados (Chamberlin, 1910), a diferencia de los dos tipos mencionados anteriormente, no están relacionados con rampas de fallas, los pliegues despegados se forman con relación a un cabalgamiento paralelo a la estratificación, denominado “despegue”. Esta clase de pliegues pueden aparecer en zonas próximas a la terminación del cabalgamiento, o, en caso de que se produzca una disminución brusca en el desplazamiento, a lo largo del propio cabalgamiento.

Estos tres tipos de estructuras se generan con mucha frecuencia en la naturaleza, pudiendo aparecer en una gran cantidad de contextos geológicos e interrelacionados entre ellos. El desarrollo de uno u otro tipo de pliegues relacionados con cabalgamientos depende de muchos factores (ver, por ejemplo, Bulnes et al, 2019). No obstante, las interacciones entre pliegues y cabalgamientos y las geometrías finales resultantes son mucho más variadas y complejas cuando además intervienen estructuras (pliegues y/o fallas) previas al desarrollo principal de deformación o bien posteriores. Incluso en el caso de que pliegues y fallas se desarrollen dentro de un mismo proceso de deformación (simultáneos en sentido amplio) siempre se pueden encontrar, para una estructura determinada, relaciones que indiquen predominio de plegamiento y posteriormente fracturación o al contrario.

Con esto en mente, se propone estudiar dos zonas situadas en el norte de la provincia de León, las cuales poseen afloramientos accesibles y de excepcional calidad. En ambos casos, las zonas seleccionadas se encuentran en flancos de pliegues de escala cartográfica y presentan un nivel de deformación alto, fundamentalmente por pliegues de mesoescala. Un análisis estructural detallado de ambos ejemplos puede aportar datos interesantes acerca de los factores que influyen en las geometrías que se observan actualmente, así como de la evolución de las estructuras. En este sentido, se pretende caracterizar las estructuras menores que se desarrollan para acomodar la deformación. Además, las rocas involucradas en ambos

ejemplos son diferentes por lo que su comparación puede determinar la posible influencia de la reología en las estructuras presentes.

## 2. ANTECEDENTES:

### 2.1. Antecedentes geológicos:

Dada su fácil accesibilidad, y la gran concentración de estructuras en un área tan limitada, el tren de pliegues desarrollado en el Mb. Lavandera de la Fm. Alba ha sido objeto de estudio de diferentes trabajos científicos, como por ejemplo Moriano *et al.* (2012) o Bulnes *et al.* (2019).

A diferencia del afloramiento de San Emiliano, las estructuras presentes en la Cantera de Gualta no han sido objeto de estudio en ningún trabajo de detalle previo encontrado, pero sí se encuentran dentro de las zonas de estudio de múltiples trabajos de investigación de diferentes índoles, como pueden ser el de Alonso *et al.* (1989) o el de Mariño Pevida (2010).

### 2.2. Antecedentes históricos:

La Cantera de Gualta es una cantera actualmente cerrada y en propiedad del Grupo CANDESA, uno de los grupos especializados en minería no metálica a cielo abierto más grandes del norte de España. Esta Sociedad Limitada tuvo su origen en 1961, en Herrera de Camargo, Cantabria, y unos pocos años más tarde, en 1972, se transformó en Sociedad Anónima y comenzó a adquirir varias empresas para expandir su territorio. Algunas de las empresas que se unieron a CANDESA fueron HORMIPLANTA, Áridos y Hormigones del Deva, S.A. y DEVASA, todas empresas cántabras. En 1984 decidieron expandirse hacia Asturias, una región limítrofe, creando HORSELLA, en Arriondas y Hormigones del Sella, S.A. En 1996 tomaron posesión de Áridos de Piloña S.L., y ARPILO, en Infiesto y a inicios del s.XXI se establecieron en Castilla y León mediante la adquisición de las sociedades COTEINSA ÁRIDOS S.L., a la que pertenecía la Cantera de La Robla. La Cantera de Gualta (Fig. 1), una subdivisión de la Cantera de la Robla, se centraba principalmente en extraer



Figura 1. Fotografías de la Cantera de Gualta en activo (2009) (Grupo CANDESA, 2024).

áridos calizos pertenecientes a la Fm. Barcaliente y se mantuvo abierta hasta 2024. Grupo CANDESA sigue en activo y se encuentra ampliando su línea de negocio hacia otros ámbitos, como el transporte de hormigón y alquiler de hormigoneras (Grupo CANDESA, 2024).

### 3. OBJETIVOS:

En este trabajo, en el que se estudian dos afloramientos con características similares a primera vista, se han decidido marcar los siguientes puntos como objetivos a seguir:

- ❖ Analizar la geometría general de los pliegues de mayor escala, así como un análisis en profundidad de las estructuras menores desarrolladas en los mismos.
- ❖ Ver si existe un patrón general en la formación de las estructuras de menor escala en función de parámetros tales como, su posición en los pliegues mayores, ya sea charnela o flanco (corto o largo en el caso de pliegues asimétricos).
- ❖ Intentar hacer una cronología relativa de las estructuras con el fin de determinar los siguientes puntos:
  - \* Si había estructuras presentes en el momento de la formación de los pliegues y, en caso afirmativo, estudiar su comportamiento frente al plegamiento.
  - \* Estudiar la evolución de las estructuras de acomodación durante la etapa principal del desarrollo de los pliegues.
  - \* Determinar si alguna de las estructuras presentes pudo haberse generado en etapas posteriores a la generación de los pliegues.
- ❖ Comparar los resultados de ambos afloramientos para poder determinar la influencia de ciertos factores en la génesis de las estructuras, tales como la litología o la presencia de estructuras previas.

### 4. SITUACIÓN GEOGRÁFICA:

Para la realización de este estudio se seleccionaron dos afloramientos con rocas intensamente plegadas y donde se observan abundantes estructuras. Ambos se sitúan en el extremo septentrional de la provincia de León, más concretamente en las siguientes ubicaciones (Fig. 2):

El primero de los afloramientos se encuentra en un talud de la carretera provincial de dirección N-S LE-481 a las afueras del pueblo de San Emiliano, ubicado en la comarca de Babia. Las coordenadas aproximadas del afloramiento estudiado son 42°57'17.19" N 6°00'09.02" O.

El segundo de los afloramientos se encuentra en el frente oeste de la Cantera de Gualta, la cual es una antigua cantera de áridos perteneciente al Grupo CANDESA. Geográficamente

está al noreste de Olleros de Alba, municipio de La Robla. Las coordenadas de esta corta son aproximadamente 42°48'40.00" N 5°41'19.00" O.

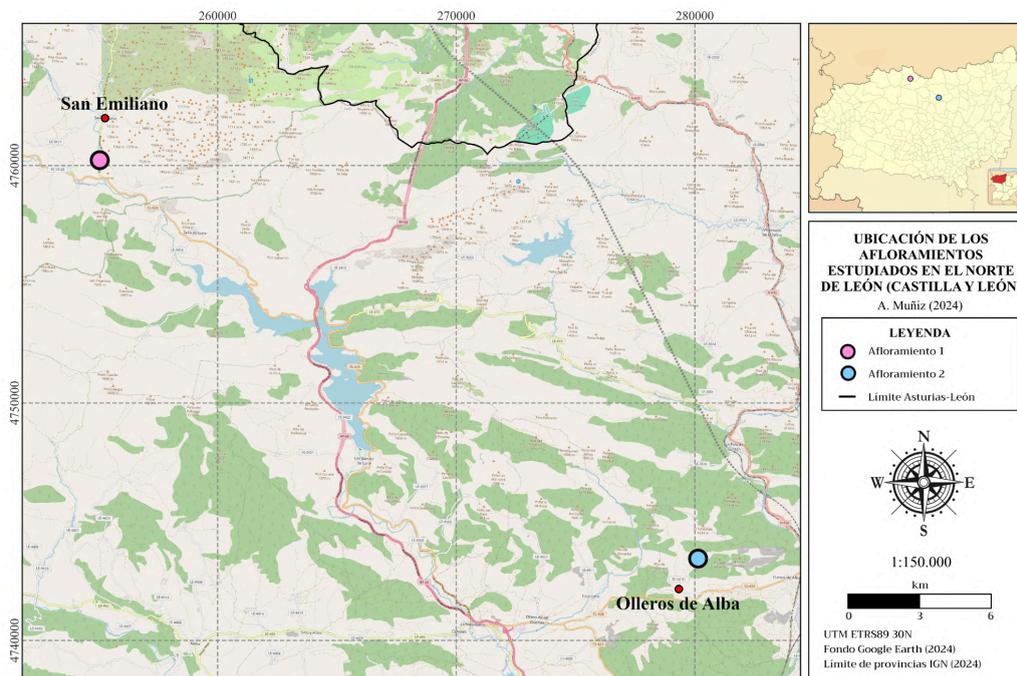


Figura 2. Ubicación geográfica de los afloramientos. El punto rosa indica la posición del primer afloramiento, San Emiliano, mientras que el círculo azul la del segundo, la Cantera de Gualta.

## 5. CONTEXTO GEOLÓGICO

En lo referente a geología, los afloramientos estudiados se encuentran dentro de lo que Lotze (1945) definió como Zona Cantábrica (ZC), la cual hace referencia al margen exterior de la Cordillera Varisca en el NO de la Península Ibérica. En ella se encuentra el núcleo del Arco Astúrico y colinda por el oeste con la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL), funcionando el Antiforme de Narcea como la frontera entre ambos dominios. La principal característica estructural que define a la Zona Cantábrica es una deformación superficial denominada tectónica *thin-skinned* o de piel fina, constituida por cabalgamientos y mantos de despegue, con pliegues asociados, que únicamente afectan a la cobertera.

Actualmente existen varias divisiones de la Zona Cantábrica, como la de Julivert (1967, 1971) o la de Alonso *et al.* (2009). En el caso de Julivert (1967, 1971), él subdividió la Zona Cantábrica en cinco unidades mayores en base a sus características, tanto estructurales como estratigráficas (Fig. 3).

La Zona Cantábrica se vio afectada por un nuevo ciclo orogénico, el cual se dividió en un episodio de carácter distensivo y uno compresivo. La etapa extensional, a su vez, se subdivide en dos períodos, al primero de ellos se le asocia una edad Permo-Triásica, mientras que el segundo, al cuál se le asocia la apertura del Océano Atlántico y la generación de cuencas de edad Mesozoica, tuvo lugar durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior

(Martínez-García, 1983; Lepvrier y Martínez García, 1990). El episodio compresivo posterior, conocido como la Orogenia Alpina, se desarrolló durante el Cenozoico. Este nuevo ciclo deformacional, de menor envergadura, provocó el levantamiento del basamento varisco debido a un cabalgamiento profundo cuya única presencia en superficie es un afloramiento muy localizado en el borde sur de la cordillera (Alonso et al., 1996; Gallastegui, 2000). La deformación alpina no solo levantó el basamento varisco mediante la instalación de nuevas estructuras, sino que dio lugar a que múltiples estructuras previas se reactivasen, tales como pliegues y cabalgamientos variscos y fallas normales permo-mesozoicas (Alonso et al., 1996; Pulgar et al., 1999).

La reactivación de las fallas normales mesozoicas como cabalgamientos, permitió la génesis de cuencas sedimentarias de edad Terciaria durante la Orogenia Alpina (Pulgar et al., 1999). El mejor ejemplo de esto es la Falla de Llanera (Fig. 4), en cuyo bloque inferior se desarrolló la Cuenca de Oviedo alimentada por la erosión de su bloque elevado durante la inversión (Alonso et al., 1996).

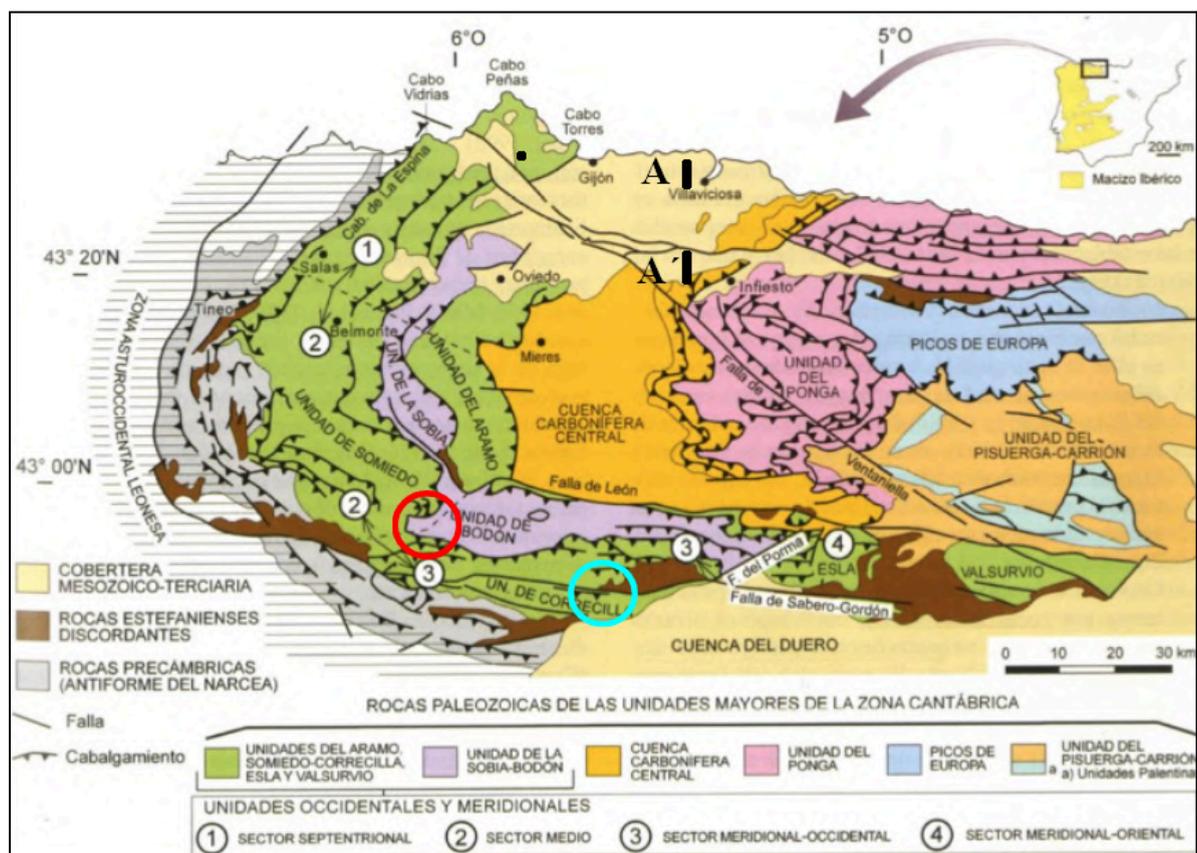


Figura 3. Mapa geológico de la Zona Cantábrica (basado en Julivert, 1971 tomado de Vera, 2004). El círculo rojo indica la ubicación del afloramiento de San Emiliano, mientras que el círculo azul, la ubicación del afloramiento de Olleros de Alba. A-A' representa la ubicación del corte de la figura 4, modificado de Alonso et al. (1996).

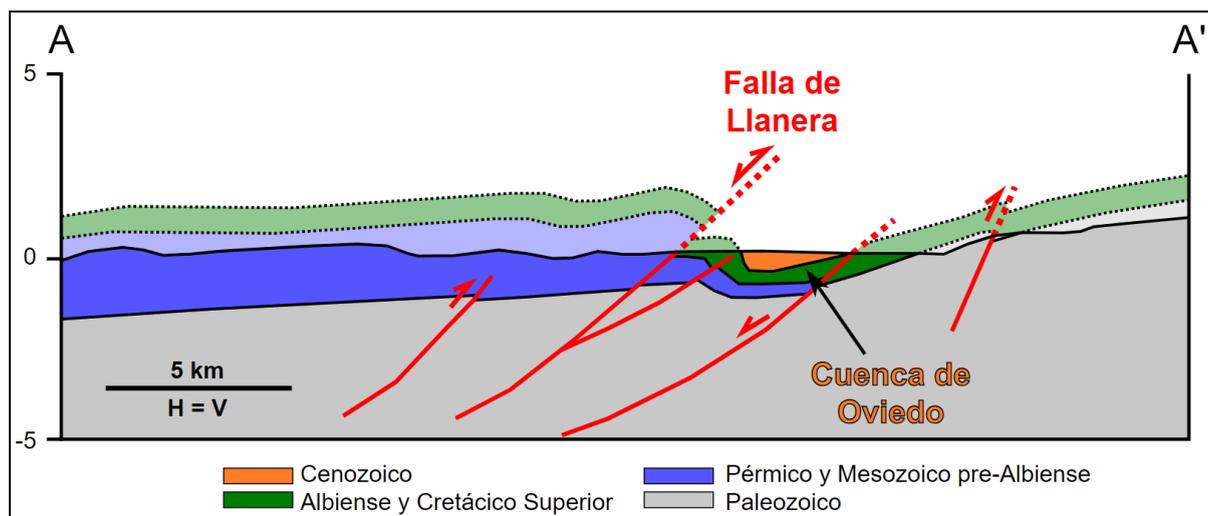


Figura 4. Corte de la Falla de Llanera junto con la Cuenca de Oviedo (Alonso *et al.*, 1996). La ubicación del corte se muestra en la figura 3.

## 6. GEOLOGÍA LOCAL

### 6.1. Afloramiento 1:

Desplazando la atención desde lo general a lo particular, el primero de los afloramientos se encuentra en el flanco norte del Anticlinal de Villasecino (Fig. 5 y 6). El anticlinal de Villasecino es un anticlinal varisco de escala kilométrica que posee un eje con dirección E-W, un plano axial vertical y afecta a una sucesión paleozoica que abarca desde formaciones de edad Cámbrica a Carbonífera (Suárez-Rodríguez *et al.*, 1990).

En lo que respecta a litología, las estructuras estudiadas se han generado dentro de la Fm. Alba o Fm. Genicera, una formación margocalcárea nodulosa con una tonalidad rojiza que desaparece a medida que asciende en la sucesión. Este nivel condensado de un espesor de entre 20 y 30 m se dispone sobre las pizarras de la Fm. Vegamián y a techo, posee un contacto gradual con el muro de la caliza micrítica de la Fm. Barcaliente. Uno de los primeros en dar nombre esta formación de tintes rojizos fue Barrois (1882), denominándola “Caliza Griotte”, Comte (1959) la llamó “Griotte de Puente de Alba”, Ginkel (1965) lo simplificó dando la “Fm. Alba” y finalmente Wagner *et al.* (1971) decidieron cambiar su nombre a Fm. Genicera y subdividirla en tres miembros (Fig. 7 y 8), que de muro a techo son: Mb. Gorgera, calizas de textura wackstone nodulosas rojizas (facies griotte) con un número reducido de intercalaciones de pizarras rojas, el Mb. Lavandera, que consiste en radiolaritas con tonos que van de rojos a grises, y el Mb. Canalón, formado por calizas de textura wackstone nodulosas y rojizas a grisáceas (facies griotte) y calizas mudstone acompañadas de intercalaciones de pizarras grisaceoverdosas; en todo el miembro pueden encontrarse bioclastos de goniatítidos, trilobites, ostrácodos, gasterópodos y organismos planctónicos (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1991). Unas décadas después, Sanz-López y Blanco-Ferrera (2012) añadieron un nuevo miembro a muro del miembro Gorgera

denominado Millaró, compuesto por calizas nodulosas acompañadas de pizarras. De los cuatro Miembros descritos anteriormente, el estudio se centrará en el Mb. Lavandera.

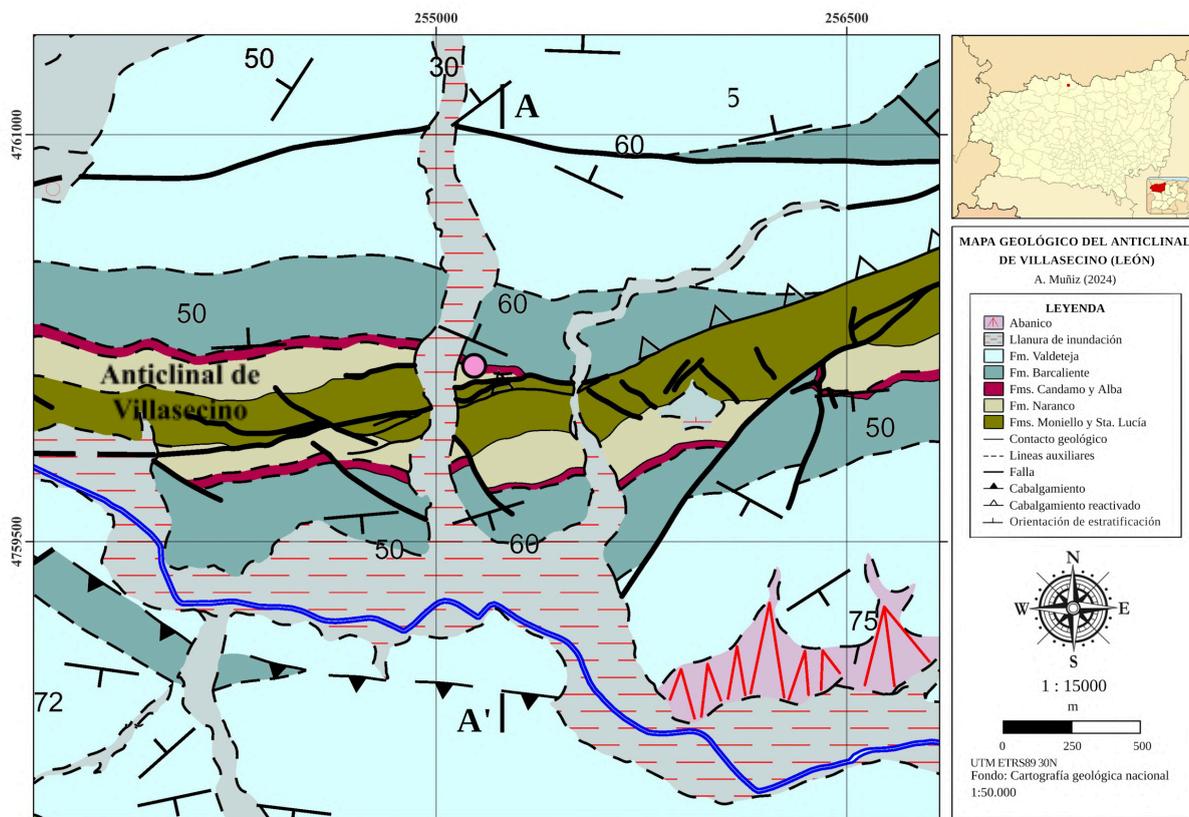


Figura 5. Mapa geológico del Anticlinal de Villasecino (Merino-Tomé et al., 2024). El punto rosa indica la ubicación exacta de la zona estudiada y A-A' la ubicación del corte geológico de la figura 6.

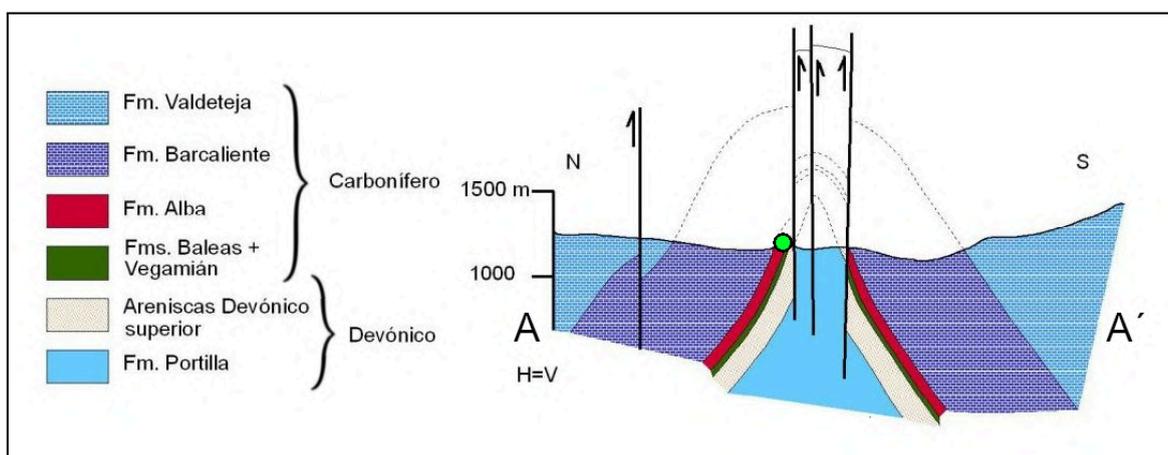


Figura 6. Corte geológico del Anticlinal de Villasecino (basado en Masini et al., 2010). La ubicación del afloramiento de San Emiliano se encuentra señalada por el punto verde.

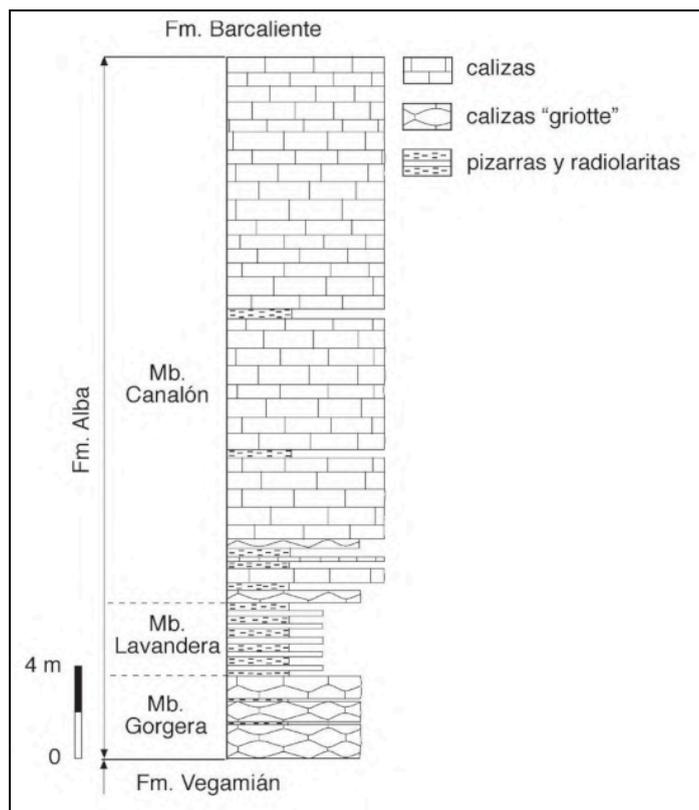


Figura 7. Columna estratigráfica sintética de la Fm. Alba correspondiente al afloramiento de San Emiliano de acuerdo con Bulnes *et al.* (2016).

En lo referente a la edad de la formación, se ha concluido que es Tournasiense superior-Viseense (Sánchez de Posada y Truyols Santonja, 1983), llegando a alcanzar en algunos puntos concretos de la Zona Cantábrica el Serpukhoviense superior (Sanz- Lopez *et al.*, 2007; Sanz-López y Blanco Ferrera, 2012). Colmenero *et al.* (2002) describen la formación como un estrato en el que se ha producido una condensación en la sedimentación en la que se han desarrollado *hardgrounds* acompañados de sedimentos

pelágicos propios de ambientes con una alta fugacidad de oxígeno con profundidades que alcanzan los cientos de metros. La Fm. Alba debió sedimentarse mientras el Orógeno Varisco generaba una flexión litosférica en etapas anteriores a los depósitos de cuencas profundas.

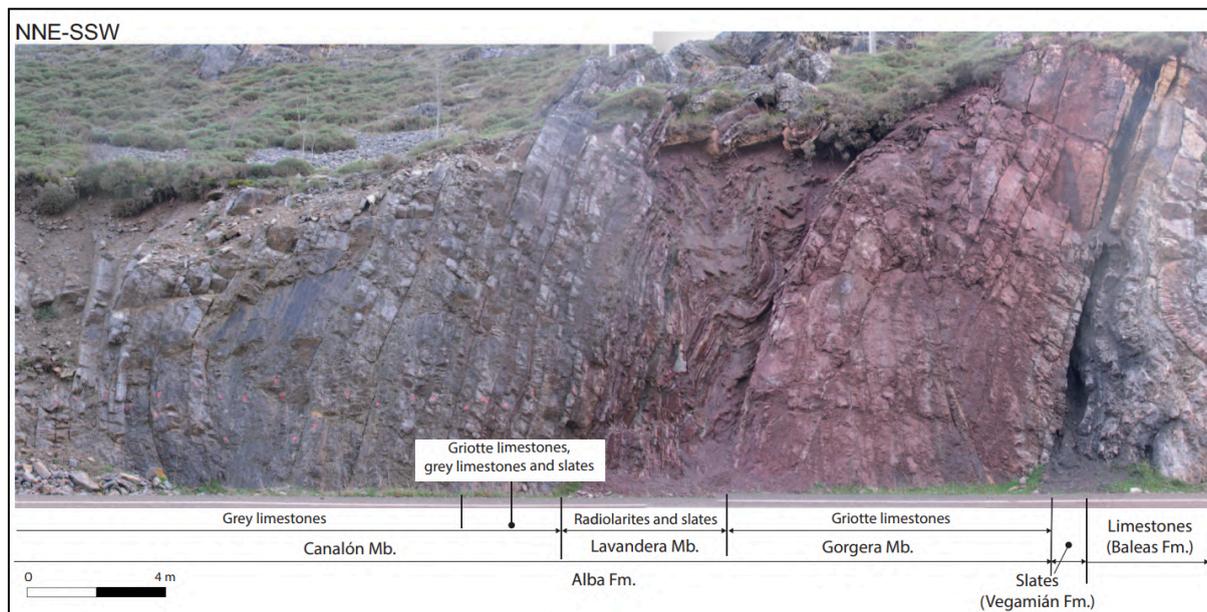


Figura 8. Imagen general de la Fm. Alba en el afloramiento de San Emiliano (Bulnes *et al.*, 2019).

## 6.2. Afloramiento 2:

El segundo de los afloramientos se encuentra en el flanco norte de un sinclinal menor ubicado en el flanco sur del Sinclinal de Alba (Figs. 9 y 10), un pliegue de escala cartográfica y edad Varisca, que posee un eje que presenta una dirección NO-SE, que se reorienta a E-O a medida que se avanza hacia el sur y un plano axial subvertical. El sinclinal afecta en su mayoría a una sucesión paleozoica de edad Carbonífero inferior, en la que destaca la Fm. Barcaliente, ya que es en donde se encuentra el foco de interés del estudio.

La Fm. Barcaliente (Wagner *et al.*, 1971) es una sucesión calcárea de gran continuidad estratigráfica a lo largo de toda la Zona Cantábrica, y con un espesor que puede ir desde los 180 m hasta los 350 m (Merino-Tomé, 2004). A muro de la Fm. Barcaliente se encuentra la caliza griotte de la Fm. Alba y a techo de la misma, normalmente está la caliza esparítica conocida como Fm. Valdeteja, con la que conforma la “Caliza de Montaña”, conocidas por ser las rocas que dibujan el espectacular relieve montañoso de la Zona Cantábrica; pero en esta ocasión, sobre la Fm. Barcaliente se encuentra la Fm. San Emiliano, una unidad predominantemente siliciclástica (Fig. 11). La Fm. Barcaliente está principalmente constituida por calizas micríticas tableadas de tonalidades oscuras, con una estratificación marcada con laminaciones finas microbiales y estructuras de precipitación, como cementos marinos, propios de ambientes con un contenido en carbonato que alcanza la sobresaturación. Estas rocas son azoicas o con un pobre contenido en bioclastos y poseen un característico olor fétido al partir las rocas debido al alto contenido en materia orgánica que poseen (Truyols y Julivert, 1976).

Aparte de presentar una textura mudstone, también pueden encontrarse niveles intercalados de calciturbiditas con texturas packstone-grainstone más claros en los que se pueden encontrar bioclastos acompañados de fragmentos de caliza más oscuros. En las partes superiores de la formación pueden encontrarse brechas intraformacionales (Julivert y Navarro, 1984 y Martínez García y Rodríguez Fernández, 1984) bautizadas como Brecha del Porma (Reüther, 1977).

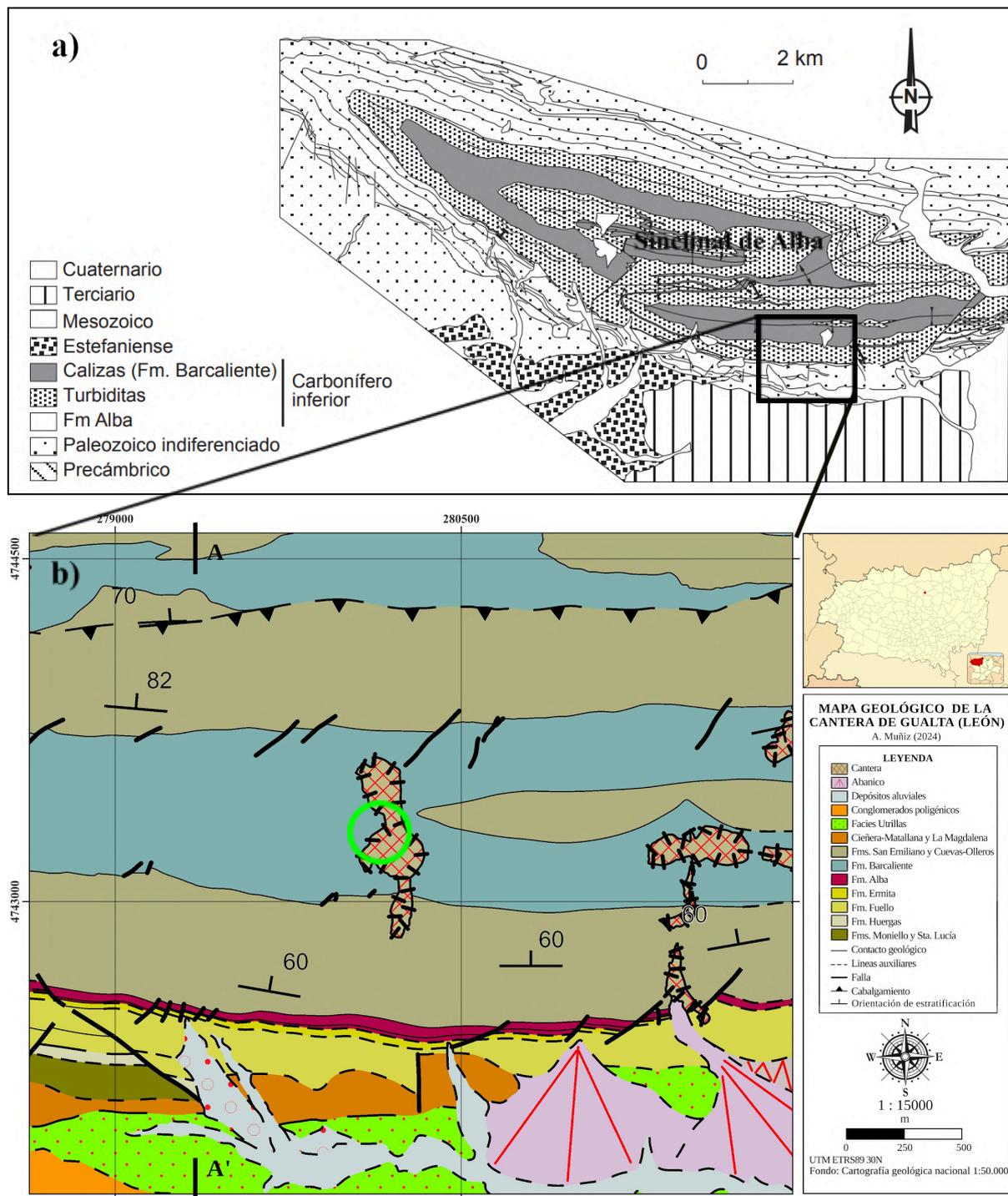


Figura 9. a) Mapa geológico simplificado del Sinclinal de Alba (Simplificado de Leyva et al., 1984 y Alonso et al., 1990). b) Ampliación de la zona de estudio delimitada con el recuadro negro en la figura 9a con el mapa geológico del afloramiento, en el que se muestran las labores de extracción de material rocoso y el círculo verde resalta el área estudiada (Merino-Tomé et al., 2024). A-A' indica la ubicación del corte geológico de la figura 10.

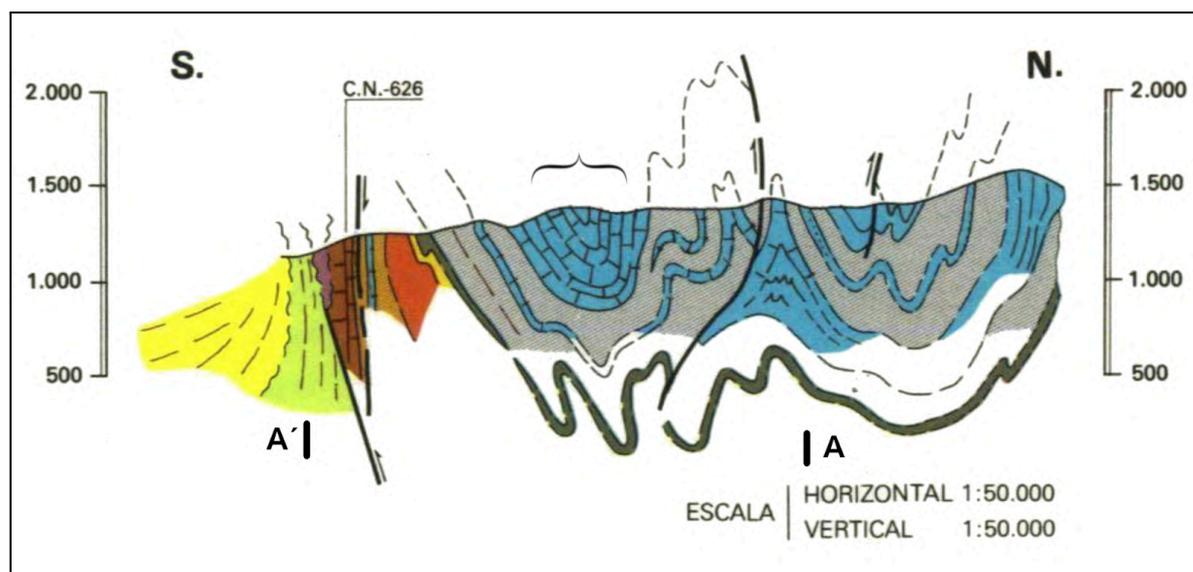


Figura 10. Corte geológico del Sinclinal de Alba en el que se muestra la localización de la zona estudiada con un corchete (Leyva *et al.*, 1984). El corte muestra cómo el afloramiento estudiado está próximo al cabalgamiento que pone en contacto al frente sur del Orógeno Alpino con el norte de la Cuenca del Duero.

Truyols Santonja (1983) le dio a la formación una edad Serpukhoviense, mientras que Sanz-López *et al.* (2016) dictaminó una edad Serpukhoviense-Bashkiriense inferior. En lo que respecta a las condiciones que permitieron el desarrollo de una unidad litológica tan potente, se trata de un ambiente profundo en el fondo de una cuenca con una circulación restringida y una sobresaturación en carbonato (Bahamonde *et al.*, 1997). Las rocas estudiadas en los dos afloramientos se encuentran en dos formaciones que, estratigráficamente hablando, poseen una relación directa ya que una se depositó sobre la otra, estando la Fm. Barcaliente superpuesta sobre la Fm. Alba de tal forma que el contacto entre ambos paquetes calcáreos es mediante un paso gradual. En la figura 11 se muestra de manera esquematizada la correlación de dichas formaciones acompañadas de una cronología y las secuencias deposicionales. Si se avanza hacia las partes más profundas de la cuenca de antepaís, la unidad de Somiedo-Correcillas, la Fm. Barcaliente, está lateralmente relacionada con la Fm. Olleros, una sucesión turbidítica de más de 500 metros de espesor que aflora en el Sinclinal de Alba (Wagner *et al.*, 1971 y Sánchez de la Torre *et al.*, 1983).

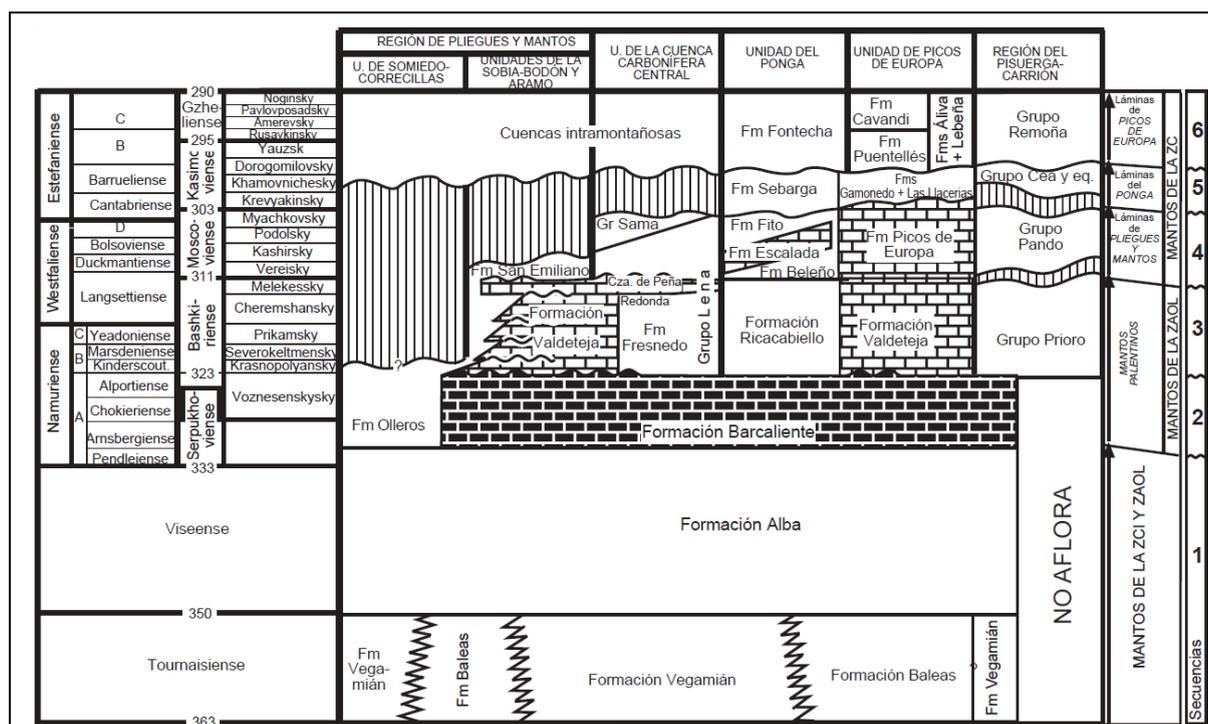


Figura 11. Esquema con las principales unidades estratigráficas de edad carbonífera de la Zona Cantábrica correlacionadas de tal forma que se puedan mostrar las secuencias deposicionales de mayor escala y su relación con el emplazamiento de las unidades alóctonas (Colmenero et al., 2002; Harland et al., 1990 y Jones, 1995).

## 7. METODOLOGÍA

Para el estudio de los afloramientos de interés, inicialmente se comenzó con una metodología similar que posteriormente, debido a las diferencias entre ambos ejemplos, terminó ramificándose en procedimientos distintos, ya que cada afloramiento requería un tratamiento particular concreto. A continuación se describirá la metodología paso a paso utilizada:

### 7.1. Recopilación y estudio de información bibliográfica:

Con el fin de generar una idea previa sobre los aspectos generales más relevantes de los afloramientos seleccionados, como su estratigrafía o su ubicación en la geología local, y definir el enfoque con el que deberían ser estudiados, fue necesario llevar a cabo un estudio de carácter bibliográfico. Esta actividad no se ve únicamente reducida a las etapas iniciales de la investigación, ya que a lo largo del estudio, se tuvo que seguir haciendo una búsqueda y revisión de documentación relevante, teniendo como meta el mostrar una imagen lo más completa posible. Los temas más recurrentes en la investigación se pueden recoger en los siguientes puntos:

- ❖ El contexto geológico de la Zona Cantábrica junto con artículos más específicos que hagan referencia a los afloramientos estudiados.

- ❖ Artículos focalizados en el estudio de estructuras producto de deformación frágil, fallas, y dúctil, pliegues, y la relación que existe entre las mismas.
- ❖ Información de las actividades extractivas de la Cantera de Gualta.

## 7.2. Trabajo de campo:

En este punto, los pasos a seguir en cada uno de los afloramientos comienzan a diferir debido al contraste en el estado de las rocas. El talud de la carretera del primer afloramiento presentaba un considerable deterioro debido a la prolongada exposición a agentes externos durante un tiempo prolongado, por lo que se tomaron mediciones, pero para realizar el estudio de las estructuras, fue necesario recurrir al registro fotográfico aportado por los tutores. En la figura 12 puede apreciarse cómo la fotografía actual presenta una pérdida de información producto del desprendimiento y disolución del material rocoso.



Figura 12. Comparación entre el estado menos alterado (2009) del afloramiento, a la izquierda, y el estado actual del afloramiento (2024), a la derecha.

En el caso del segundo afloramiento, el procedimiento a seguir en el campo fue completamente diferente. Primero se hizo un reconocimiento general de toda la corta, ya que en lo referente a escala, sobrepasaba con creces al primer afloramiento. El segundo paso, fue realizar un estudio de campo clásico de la cantera, para conocer la estructura en la que se encontraban los afloramientos de interés, dicho estudio constó principalmente de dos pasos, la medición de capas para tener datos numéricos y la realización de una cartografía utilizando una ortofotografía y un mapa topográfico de detalle. Como actividad complementaria se

tomaron una serie de fotografías mediante un dron para lograr una imagen completa del afloramiento. El tercer y último paso fue tomar fotografías de detalle de las estructuras deseadas para poder realizar su posterior análisis e interpretación.

### **7.3. Trabajo de gabinete:**

El trabajo de gabinete ha abarcado el grueso de la investigación y ha consistido principalmente en realizar una síntesis y análisis de la información recopilada, tanto en bases de datos como en campo, para poder redactar el texto final en el que reflejar los datos obtenidos en campo junto con sus respectivas interpretaciones. Además, a modo de acompañamiento para el texto, se han ilustrado digitalmente diversas figuras:

#### **7.3.1. Mapas geológicos:**

Mapas geológicos utilizados para poder ubicar tanto geográfica, como geológicamente los focos de interés de este estudio. Para su creación se utilizaron diferentes archivos obtenidos de las siguientes bases de datos: del IGME-CSIC se obtuvieron los mapas geológicos a escala 1:50.000 de España disponibles en el visor del GEODE, del IGN se obtuvieron las ortofotografías actuales de la Cantera de Gualta pertenecientes al PNOA y de la página de Infraestructura de datos espaciales de Castilla y León se descargó la topografía de León a escala 1:10.000.

#### **7.3.2. Modelo virtual general del afloramiento y corte geológico aparente N-S de la Cantera de Gualta.**

Corte geológico aparente que abarca la corta oeste de la Cantera de Gualta. Para su elaboración se integraron los datos obtenidos en campo, la cartografía de detalle generada y el modelo de afloramiento virtual obtenido a partir de las fotografías tomadas con el dron (Fig. 13).



Figura 13. Modelo del afloramiento virtual de la Cantera de Gualta.

### 7.3.3. Análisis estructural.

#### ❖ Interpretaciones de las estructuras menores:

Figuras esquemáticas de las estructuras menores, tanto fallas, como pliegues, presentes en los afloramientos estudiados.

#### ❖ Proyección estereográfica:

Representación gráfica de las mediciones hechas en campo a partir de la falsilla de Wulff. Con estas figuras se puede conocer la relación espacial que hay entre los planos y ejes del sinclinal mayor aflorante en la Cantera de Gualta.

#### ❖ Gráficas distancia-separación:

Representación gráfica de la relación entre la distancia del punto de inicio del cabalgamiento con el punto de colisión del techo de una capa y la distancia que separa los dos puntos de colisión de una misma capa pertenecientes a cada uno de los bloques de la falla. En esta ocasión se utilizará para los cabalgamientos del afloramiento de San Emiliano.

## 8. RESULTADOS

### 8.1. Afloramiento 1:

La estructura presente en el Mb. Lavandera de la Fm. Alba se trata de una alternancia de radiolaritas con lutitas delimitadas tanto a techo como a muro por dos contactos estratigráficos que funcionaron como niveles de despegue. Las capas, con espesores milimétricos a centimétricos, están deformadas por un tren de pliegues con anticlinales y sinclinales asimétricos vergentes hacia el sur. Junto con estos pliegues, existen también fallas, tanto normales, como inversas. En las figuras 14 y 15 se muestra el afloramiento rotado, junto con su interpretación, suponiendo cómo se verían las estructuras si se deshiciese la verticalización causada por la aparición del anticlinal mayor. En dicha interpretación, se muestra un gradiente de colores para diferenciar visualmente capas competentes, resaltadas con colores cálidos, de poco competentes, marcadas con tonalidades frías.

Los pliegues anticlinales presentan en su flanco corto, cabalgamientos que avanzan hacia la izquierda de la imagen (Fig. 15), con vergencia contraria a la de los pliegues y generan un engrosamiento de los flancos. Los cabalgamientos se pueden agrupar en dos tipologías, sistemas de cabalgamientos imbricados, los cuales aparecen en la parte más cercana al nivel de despegue inferior, y cabalgamientos aislados que no se enraizan en un mismo punto. Estos últimos aparecen en zonas intermedias a alejadas del nivel de despegue basal.



Figura 14. Fotografía histórica (2009) del Mb. Lavandera de la Fm. Alba en el afloramiento de San Emiliano.

Algunos cabalgamientos están plegados afectando tanto a los flancos, como a las charnela de los pliegues, por lo que hay un indicador temporal, a pesar de que ambas estructuras se generaron por un mismo evento compresivo, los retrocabalgamientos se formaron con anterioridad y estos fueron plegados a posteriori.

Otras estructuras principales del afloramiento son las fallas normales, las cuales se encuentran dispersas por el afloramiento y prácticamente indeformadas. Las fallas normales formaron una serie de bloques elevados y hundidos, encontrándose los bloque más hundidos en la parte izquierda de la figura. De acuerdo con Bulnes *et al.* (2019), éstas se desarrollaron previamente a la generación anterior, a la responsable de los cabalgamientos y pliegues a consecuencia de, probablemente, una extensión de carácter local.

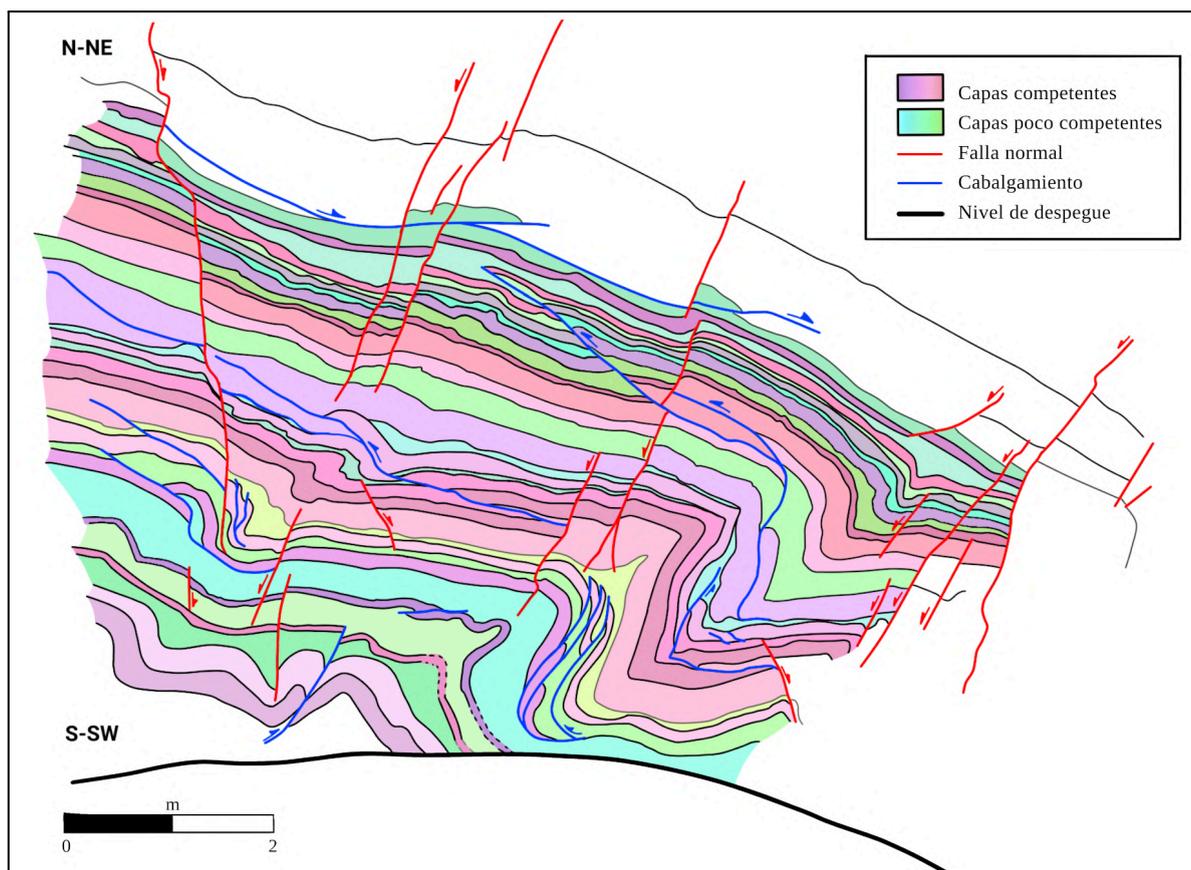
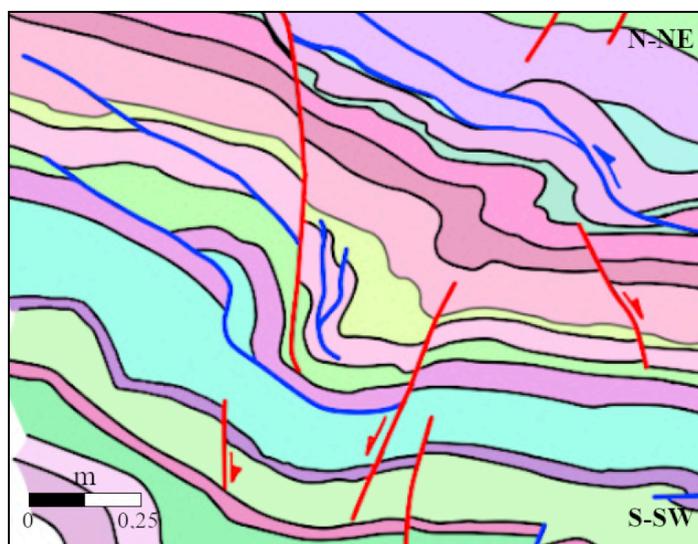


Figura 15. Interpretación del afloramiento de San Emiliano.

A continuación, se procederá a describir algunas estructuras de menor escala presentes en el corte: en la parte izquierda del corte (Fig 16), hay un pequeño par anticlinal-sinclinal que afecta a un sistema de retrocabalgamientos imbricados de menor escala, generando un engrosamiento. Los cabalgamientos parecen haberse desarrollado en un graben delimitado por dos fallas normales muy próximas entre sí, tomando como nivel de despegue las capas más lutíticas. Además, se observa un comportamiento completamente diferente entre las capas más competentes y las más dúctiles, las primeras mantienen su espesor constante en la mayor parte del corte, mientras que las capas más maleables, sufren procesos de extrusión y se acumulan en las charnelas de los pliegues sinclinales.



Los cabalgamientos parecen situarse en los techos de capas poco competentes, por lo que debieron de utilizar esas superficies estratigráficas como niveles de despegue.

Figura 16. Ampliación de la parte izquierda de la figura 15 en la que se ve un sistema imbricado de retrocabalgamientos plegado.

La segunda de las estructuras descritas, se trata de un par anticlinal-sinclinal asimétrico ubicado sobre el nivel de despegue basal (Fig.17). El flanco corto del pliegue anticlinal presenta un engrosamiento producto de la existencia de una serie de cabalgamientos, los cuales describen un sistema de imbricados que despegan a techo de una potente capa incompetente. El plano de los cabalgamientos coincide en la vertical con algunas fallas normales, por lo que dichas fallas pudieron generar una zona de debilidad ideal para la concentración de esfuerzos compresivos. En el flanco largo, apenas se ha desarrollado deformación, únicamente pequeños cabalgamientos que siguen la dirección del transporte tectónico general, marcada por la asimetría de los pliegues. En la charnela, se puede apreciar un engrosamiento producto de la movilización de las capas más dúctiles.

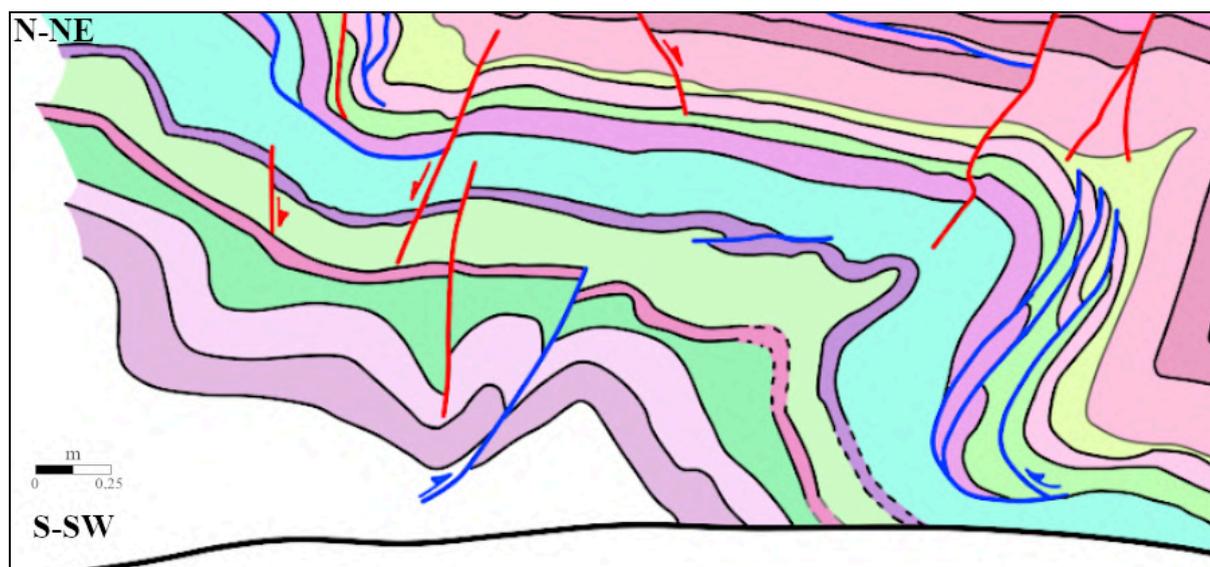


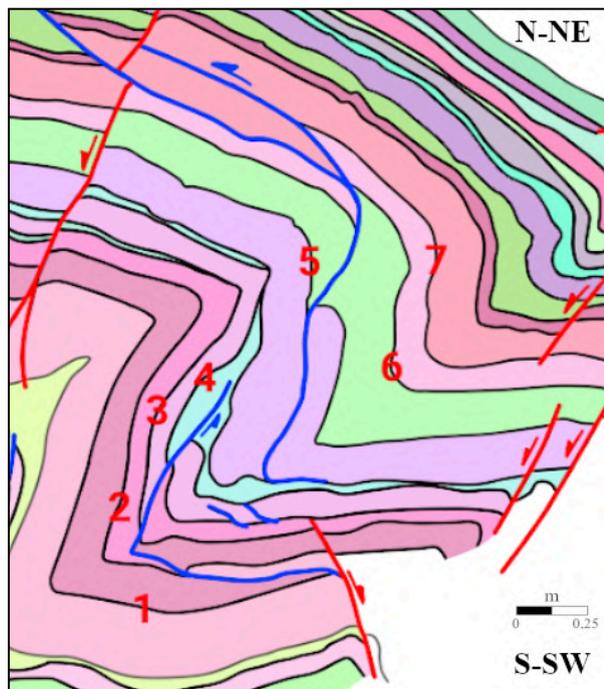
Figura 17. Ampliación de la esquina inferior izquierda de la figura 15 en la que se ve un par anticlinal-sinclinal plegando un sistema imbricado de retrocabalgamientos ubicado en el flanco corto del anticlinal.

El orden de aparición de las estructuras parece ser: fallas normales, retrocabalgamientos, pliegues anticlinales que afectaron a las estructuras previas, pero de diferente forma, plegando a los cabalgamientos, y asociado al plegamiento, pequeños cabalgamientos del flanco largo. El colapso de charnela parece estar relacionado con los retrocabalgamientos, ya que sus terminaciones se encuentran muy próximas a la zona afectada. En lo referente al núcleo del pliegue, hay capas competentes afectadas por un cabalgamiento y una falla normal envueltas por capas más dúctiles que no mantienen un espesor constante.

En las capas más externas del anticlinal descrito previamente (Fig.17), se observan dos cabalgamientos plegados que atraviesan de flanco a flanco el sinclinal frontal, los cuales se muestran en la figura 18. Su deformación indica que fueron previos al plegamiento. Además, como estudio complementario, se decidió estudiar el comportamiento de las capas mediante gráficas de Distancia-Separación:

En el primer cabalgamiento, el más inferior, parecen haber sufrido una mayor deformación y al estudiar las cuatro superficies estratigráficas diferentes, se observa una

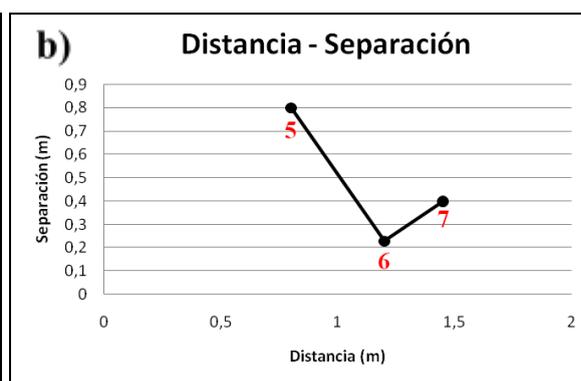
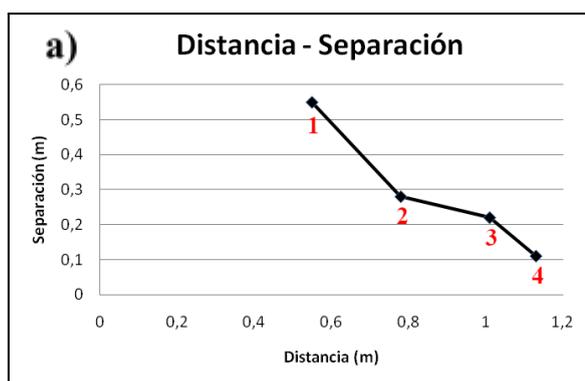
tendencia general a disminuir la separación cuanto mayor sea la distancia al punto seleccionado. La pendiente de esta primera gráfica presenta una disminución constante y paulatina, esta disminución en el desplazamiento se produce conforme se acerca a la terminación de la falla, que se pierde en el interior de un nivel lutítico menor y su constancia a que no hay cambios en el comportamiento reológico, ya que todas las superficies pertenecen a techos de capas competentes y por lo tanto, presentaron una respuesta similar ante la deformación.



El segundo cabalgamiento corta tres superficies estratigráficas, la gráfica presenta una pendiente general negativa, poseyendo un mínimo absoluto, el contacto 6, el cual se trata del techo de una capa de lutitas, es decir, un material poco competente.

Figura 18. Ampliación de la esquina inferior izquierda de la figura 15 en la que se ve un par anticlinal-sinclinal plegando un sistema imbricado de retrocabalgamientos ubicado en el flanco corto del anticlinal.

Figura 19. Gráficas de distancia de separación de los dos cabalgamientos presentes en el anticlinal de mayor envergadura del afloramiento. En la gráfica "a" se muestran los resultados del cabalgamiento inferior; mientras que en la "b", los del cabalgamiento superior.



### 8.2. Afloramiento 2:

En el caso del ejemplo de la Cantera de Gualta, se estudia un área de mayor tamaño que en el caso anterior. A escala de afloramiento, se ven numerosos pliegues, fundamentalmente del tipo chevron (Fig. 20), a diferentes escalas. Primero se tomaron mediciones y se reconoció la existencia de un nivel guía pizarroso que contrastaba en el relieve con las rocas carbonatadas, por lo que se decidió cartografiar. En la figura 21 se puede apreciar la distribución espacial de dicho nivel guía en la ladera de este valle. Al unificar la información

tomada en campo junto con los datos dados por la ortofotografía y la altimetría, se pudo generar una cartografía de detalle de la zona de estudio, la cual se ve reflejada en la figura 22. Tras trazar los límites de la cantera en la ortofotografía, al compararlo con los contornos presentes en el GEODE (Merino-Tomé *et al.*, 2024), las siluetas no se solapaban correctamente, estando cobijada la figura de la cartografía previa en la silueta obtenida de las ortofotografías más actuales.

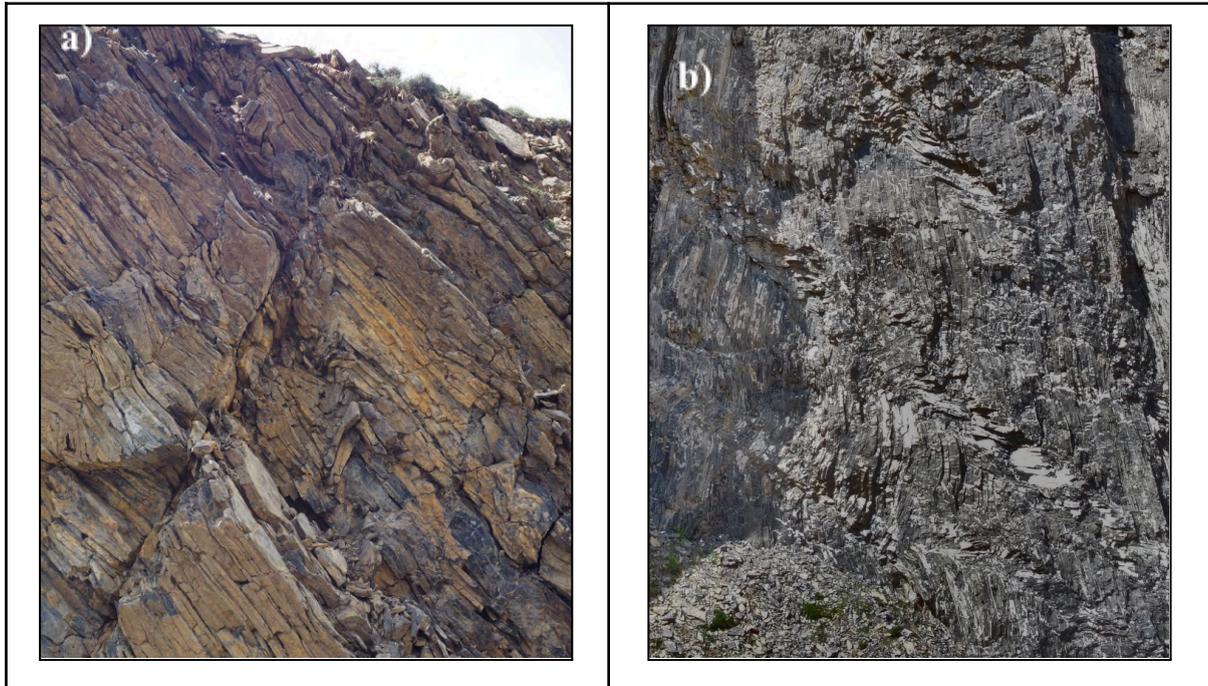


Figura 20. Fotografías de pliegues de chevron tomadas en el campo. La fotografía “a” fue tomada en el flanco sur, mientras que la “b”, en el norte.

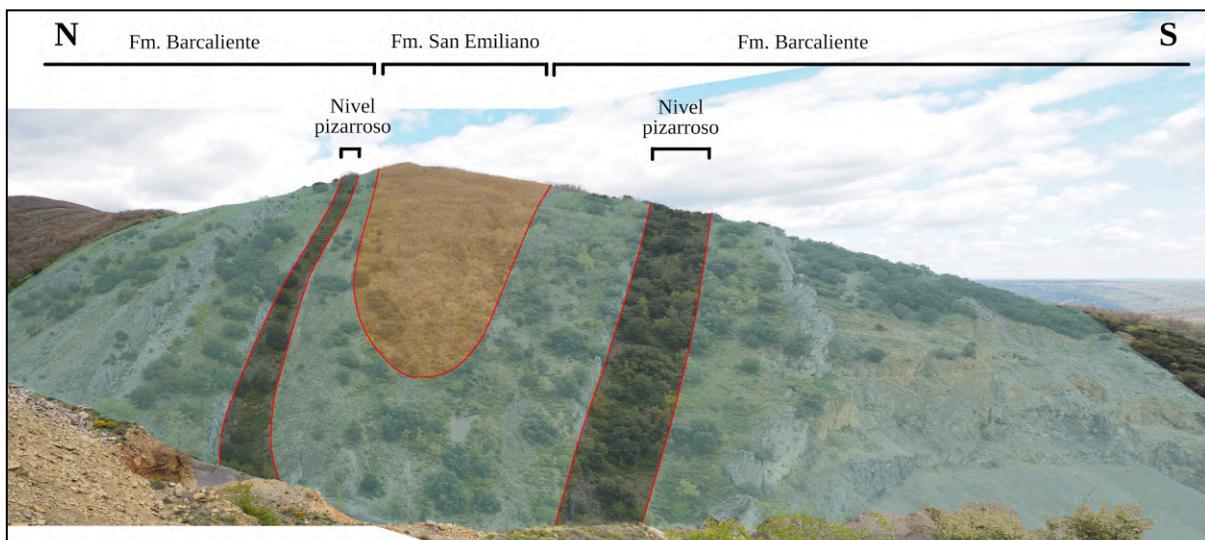


Figura 21. Identificación del nivel pizarroso que funciona como nivel guía en la ladera contraria del afloramiento de la Cantera de Gualta. La variación en el espesor es aparente.

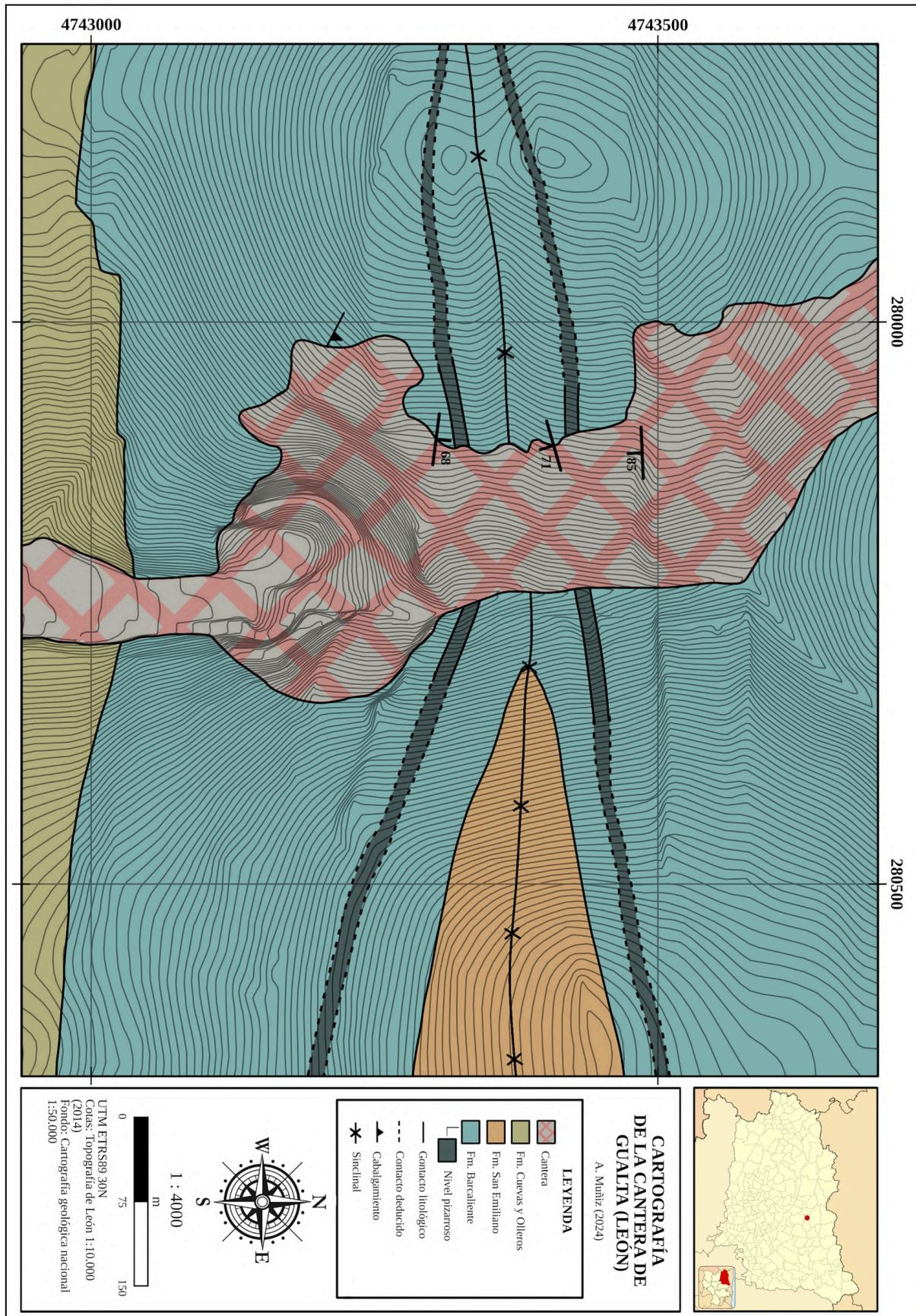


Figura 22. Cartografía de detalle de la Cantera de Gualta en la que se resalta el nivel lutítico guía.

La presencia de pliegues menores asimétricos también aportó información relevante utilizada para saber en qué flanco del sinclinal mayor se estaba y poder ubicar la charnela con mayor precisión en el mapa a partir del paso de pliegues de tipo “Z” a pliegues de tipo “S”. En la figura 23 se pueden ver los pliegues en “S” pertenecientes al flanco sur, y los “Z” ubicados en el flanco norte.



Figura 23. Fotografías de pliegues menores asimétricos. a) Pliegues menores “S” ubicados en el flanco sur. b) Pliegues menores “Z” localizados en el flanco norte.

Teniendo ya una cartografía más detallada y la información aportada por los pliegues menores, se pudo proceder a realizar un corte geológico de la estructura mayor, la cual se trata de un sinclinal de plano axial subvertical de dirección E/W y asimétrico, con el flanco norte más verticalizado que el sur, por lo que se podría decir que la vergencia principal es hacia el sur (Fig. 24).

Al estudiar las estructuras aflorantes, se encontraron venas de calcita que cortan estructuras preexistentes, en la figura 25a se puede ver cómo una vena corta a un anticlinal, pero lo llamativo es que la propia vena también se encuentra plegada. El plegamiento de la vena debió de ser producto de un esfuerzo compresivo posterior a su génesis. En base a esto, se propuso eliminar la deformación relacionada al plegamiento de estas venas del corte geológico general. A partir de la vena presente en la figura 25b, se calculó el porcentaje de acortamiento sufrido, el cual resultó ser 13,7%. En base al porcentaje de acortamiento se calculó un factor reductor del apretamiento de 1,137, el cual se aplicó al corte geológico y se

obtuvo un segundo corte con un sinclinal ligeramente menos apretado. La comparación entre los dos cortes se puede ver en la figura 26.

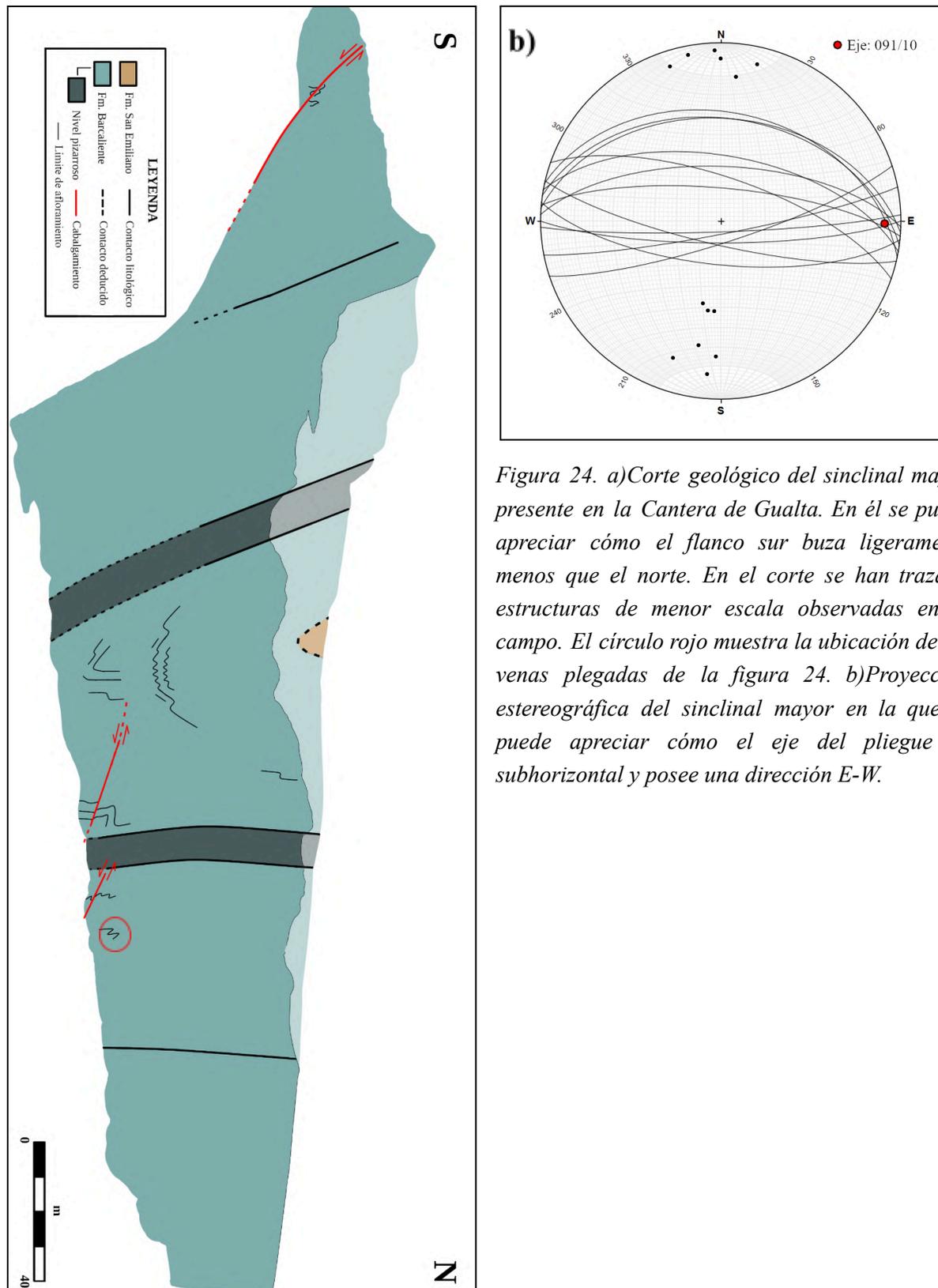
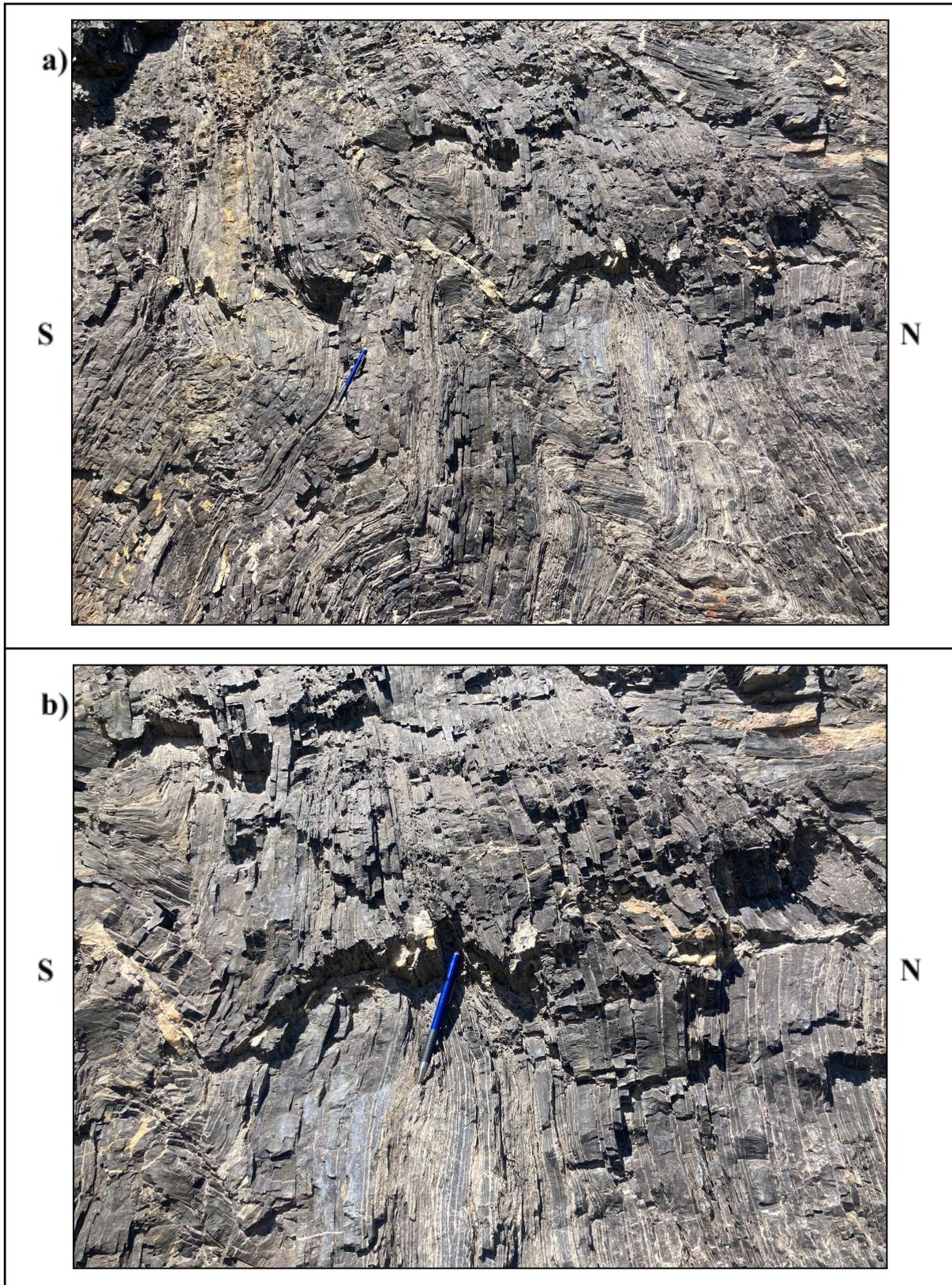


Figura 24. a) Corte geológico del sinclinal mayor presente en la Cantera de Gualta. En él se puede apreciar cómo el flanco sur buza ligeramente menos que el norte. En el corte se han trazado estructuras de menor escala observadas en el campo. El círculo rojo muestra la ubicación de las venas plegadas de la figura 24. b) Proyección estereográfica del sinclinal mayor en la que se puede apreciar cómo el eje del pliegue es subhorizontal y posee una dirección E-W.



*Figura 25. Fotografías de venas de calcita plegadas. a) En la imagen superior, se ve cómo la vena de calcita plegada está afectando a un pliegue anticlinal. b) Fotografía de la vena plegada utilizada para calcular el porcentaje de acortamiento sufrido.*

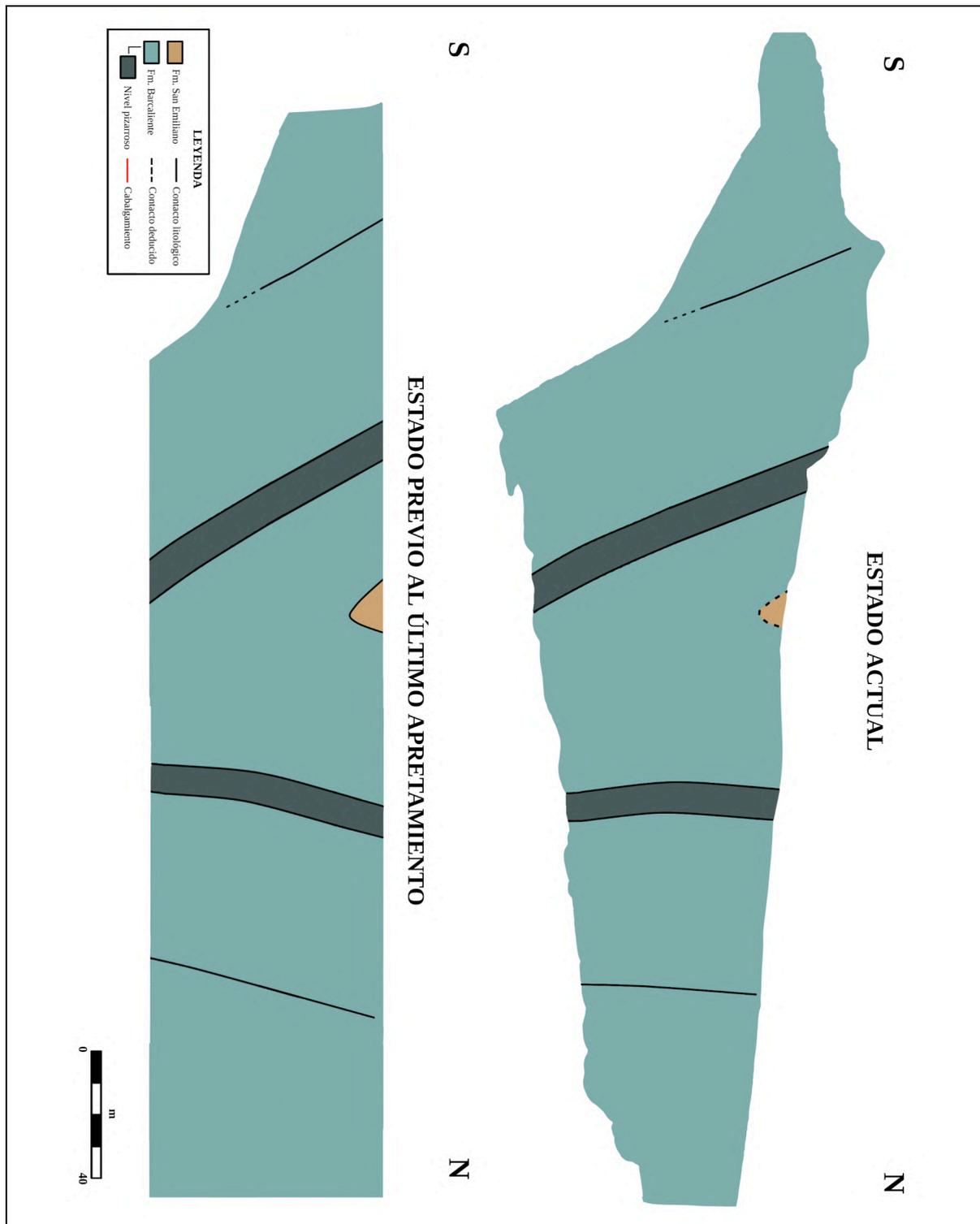


Figura 26. En la parte derecha se encuentra el corte geológico actual, mientras que en la parte izquierda, el corte al que se le aplicó el factor reductor.

Una vez contextualizada la estructura mayor, se procederá a describir algunas de las estructuras de mesoescala más representativas presentes en diferentes puntos del pliegue. Los casos estudiados se dividen en tres grupos en función de su posición en el pliegue: flanco norte, charnela y flanco sur. En la figura 27 se muestran las ubicaciones de los casos estudiados en el sinclinal mayor.

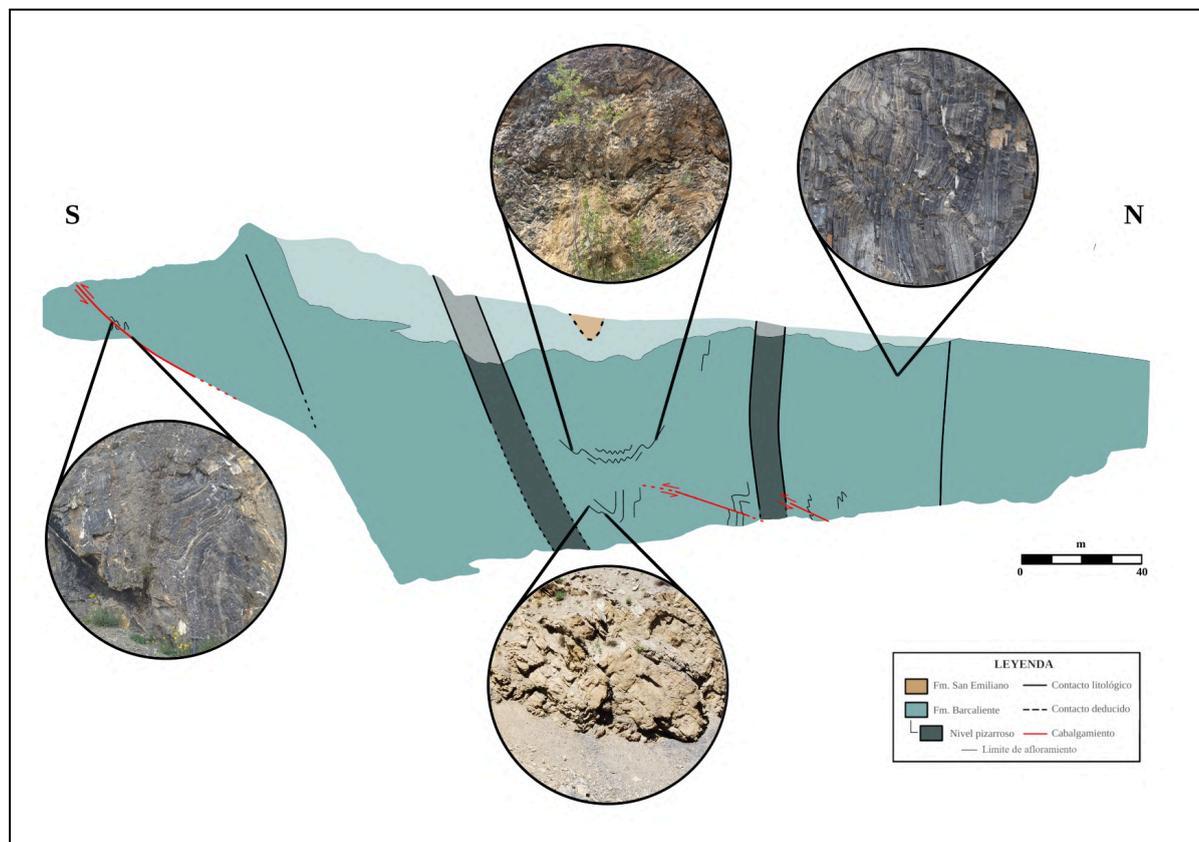


Figura 27. Corte geológico general del Sinclinal mayor en el que se ilustran y ubican las estructuras de mesoescala descritas a continuación.

### 8.2.1. Flanco Norte

El primer caso a estudiar se trata, a grandes rasgos, de cabalgamientos con pliegues asociados, y en la parte superior de la estructura, una zona triangular causada por la convergencia de dos fallas inversas. En la figura 28 se puede observar su fotografía en el talud, acompañada de la interpretación realizada. Las imágenes en la realidad tendrían una posición diferente, pero se decidió rotarlas de manera análoga al afloramiento de San Emiliano con el fin de ilustrar mejor la información presente. Se ha decidido fragmentar el afloramiento en tres partes para describirlas individualmente y se describirá de muro a techo:

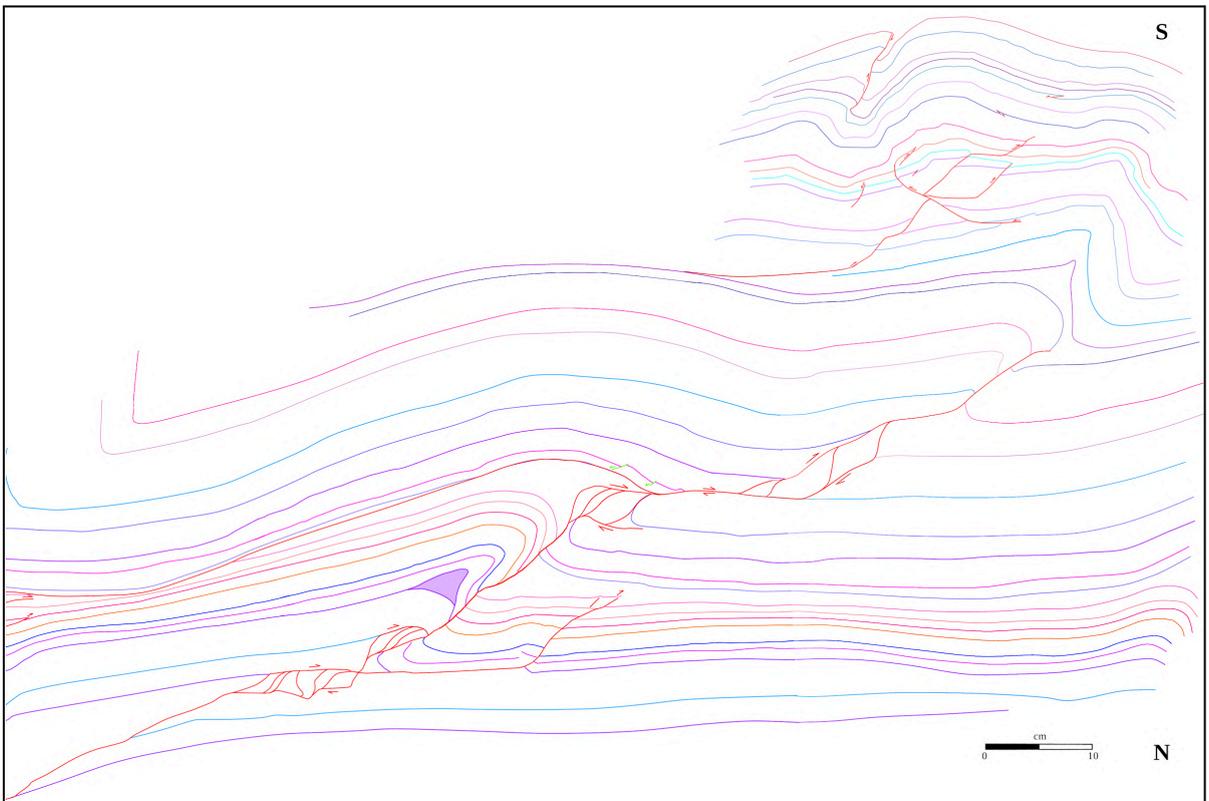


Figura 28. a) Fotografía de la estructura a escala de afloramiento del flanco norte. b) Interpretación de la estructura.

Comenzando por la parte basal de la figura 28, se observa un par anticlinal-sinclinal asociado a varios cabalgamiento con una dirección de transporte tectónico hacia la derecha de la imagen (Fig. 29). Los pliegues estudiados son de propagación de falla y en la mayor parte del corte las capas mantienen un espesor constante, hay variaciones aparentes debidas a la irregularidad del afloramiento y el ángulo de disparo al tomar las fotografías, salvo en las partes en las que están en contacto con el plano de falla, en donde se aprecia un adelgazamiento localizado provocado por el estiramiento producto del movimiento de la falla. A diferencia de la mayor parte de láminas carbonatadas, hay un nivel más lutítico que ha sufrido un proceso de extrusión y ha provocado un engrosamiento en las charnelas de los pliegues. Delimitando el techo del anticlinal, aparece un cabalgamiento que se une con el inferior, creando una estructura cerrada. Al observar el trayecto de ese cabalgamiento subparalelo a las capas, se puede apreciar cómo corta el flanco trasero de dicho pliegue, lo que podría indicar que se formó cuando éste ya había comenzado a formarse. En varios puntos del plano de falla principal, que suelen coincidir con sus cambios de buzamiento y paso de rampa a rellano de bloque inferior, se han generado pequeños dúplex que han provocado que varios fragmentos rocosos rotasen. Aparte del cabalgamiento principal, hay otro de menor magnitud delante del mismo, pero no hay un criterio claro que permita discernir la cronología relativa de los eventos. En la parte superior del anticlinal se pueden apreciar unas pequeñas fallas normales generadas por extensión en las partes externas de las charnelas.

En el término intermedio del afloramiento (Fig. 30) se observa la continuación del cabalgamiento principal observado en la figura 29, el cual va acompañado de más pliegues de propagación. Al igual que en el caso anterior, la mayor parte de las capas mantuvieron un espesor relativamente constante a lo largo del corte, sin tener en cuenta los adelgazamientos localizados en las proximidades del plano de falla, salvo una capa más dúctil que se extruyó y engrosó las charnelas de los pliegues. Al igual que en la figura 29, se observa la presencia de un dúplex generado dentro del cabalgamiento, pero a diferencia del caso anterior, los fragmentos de roca parecen estar menos rotados y deformados. En la parte superior de la fotografía, la geometría de la charnela cambia, pasando de una charnela redondeada a una más angulosa.

En contraposición a los dos casos anteriores, la estructura mostrada en la figura 31 es una especie de zona triangular sobre la cual las capas dibujan un anticlinal. La génesis de esta zona triangular se debe a la convergencia de dos cabalgamiento de sentido contrario, siendo el que se dirigía al norte cortado por el que avanzaba hacia el sur. La elevación de la cuña rocosa provocó que se generase un anticlinal al amoldarse las capas superiores a la generación de la zona triangular. Al lado del anticlinal se ha formado un cabalgamiento con pliegues de propagación asociados y una charnela apretada en la parte superior. La vergencia de este cabalgamiento es hacia el norte.

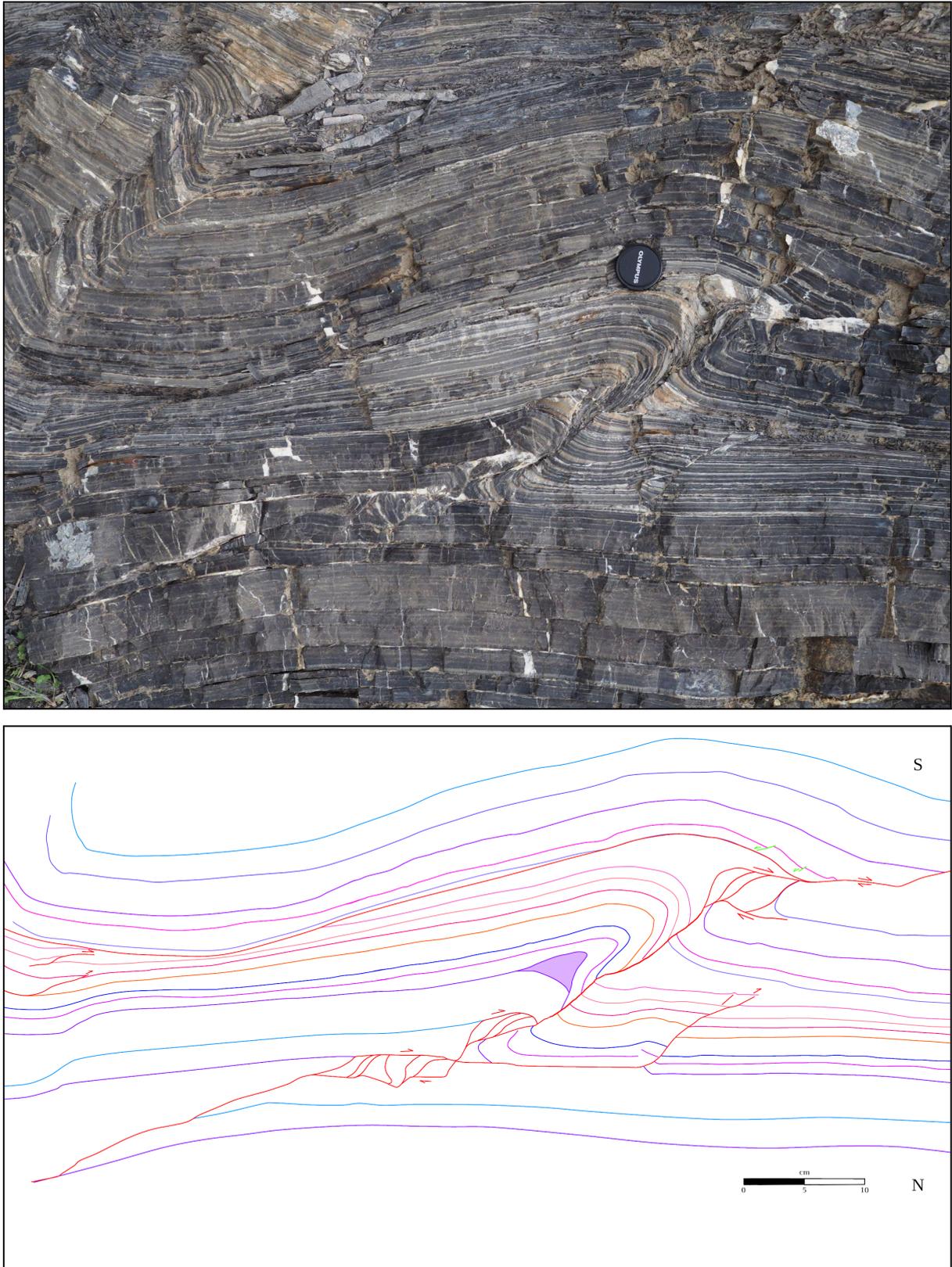


Figura 29. a) Fotografía de la estructura a escala de afloramiento. b) Interpretación de los cabalgamientos con pliegues de propagación asociados. La zona sombreada es un saliente de roca que muestra un plano oblicuo del techo de una capa.

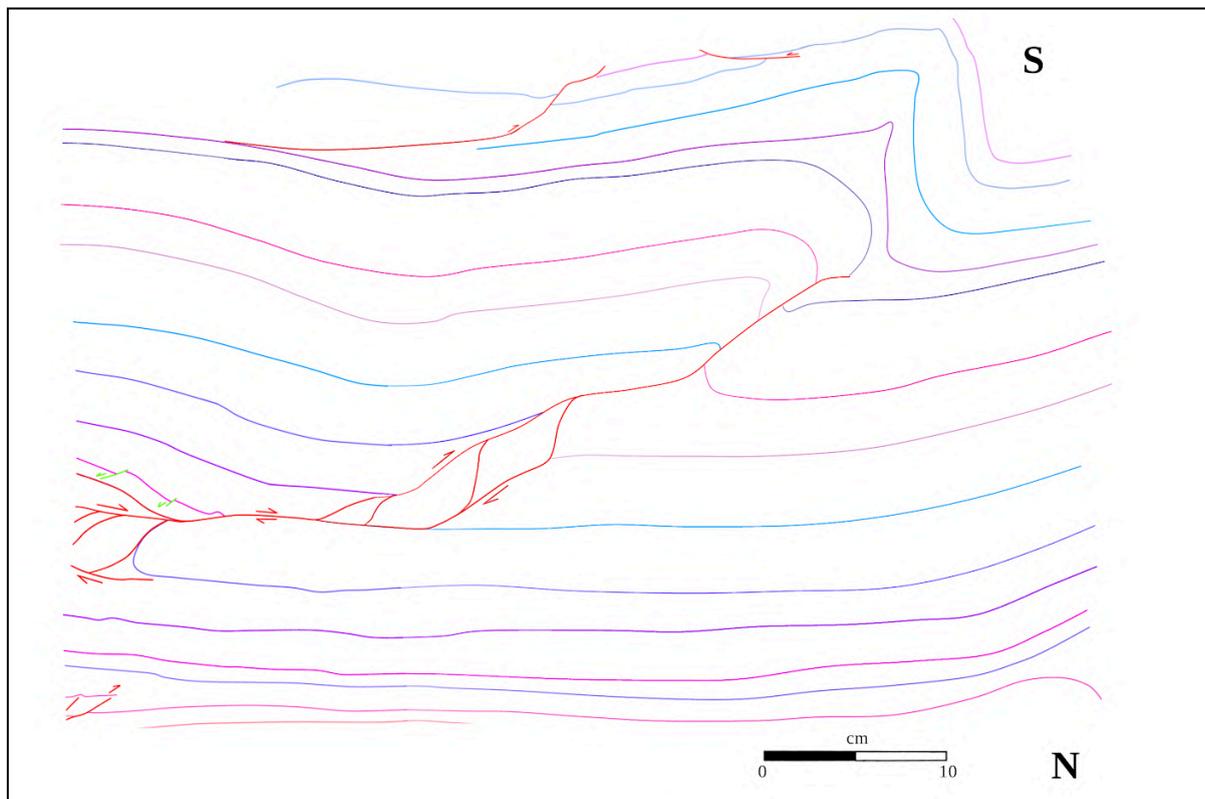


Figura 30. a) Fotografía de la parte superior del cabalgamiento presente en el tramo intermedio de la figura 28. b) Interpretación de la estructura.

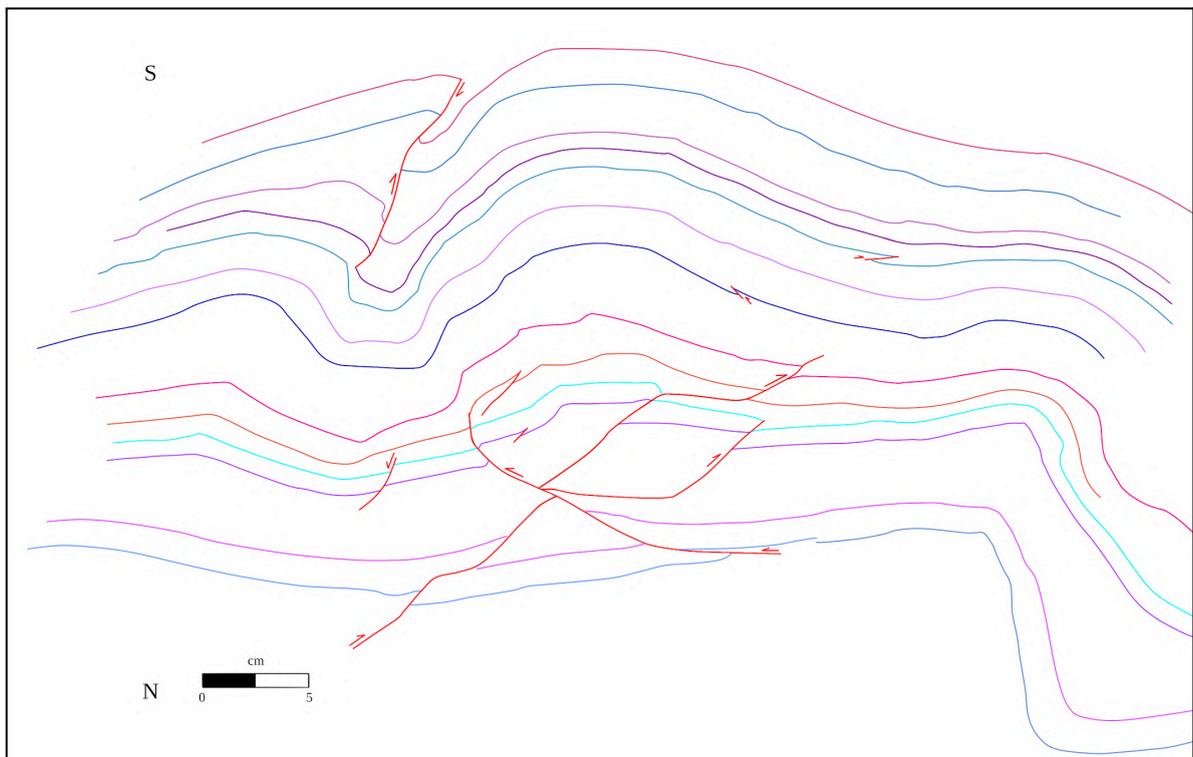


Figura 31. a) Fotografía de la parte superior del afloramiento mostrado en la figura 28. b) Interpretación de las geometrías visibles, siendo en este caso la estructura más reseñable una zona triangular producto de la convergencia de dos cabalgamientos y un anticlinal asociado en la parte superior.

### 8.2.2. Charnela

En la ubicación central del sinclinal de escala cartográfica, la zona en la que convergen los flancos con estructuras asimétricas y contrarias, aparecen una serie de pliegues relativamente simétricos, con ejes subhorizontales y con una morfología en “M”. Esta clase de plegamiento es propia de las zonas de charnela. En la figura 32 se puede ver tanto la fotografía de la charnela, como su interpretación. Al mirar con detenimiento la estructura, se puede apreciar cómo los pliegues están acompañados de cabalgamientos, los cuales funcionaron como mecanismo de acomodación de la deformación producida por la generación del sinclinal mayor. En la figura 32b se puede ver el cambio en la simetría de los pliegues menores, que pasan de ser tipo “S” a tipo “Z”.

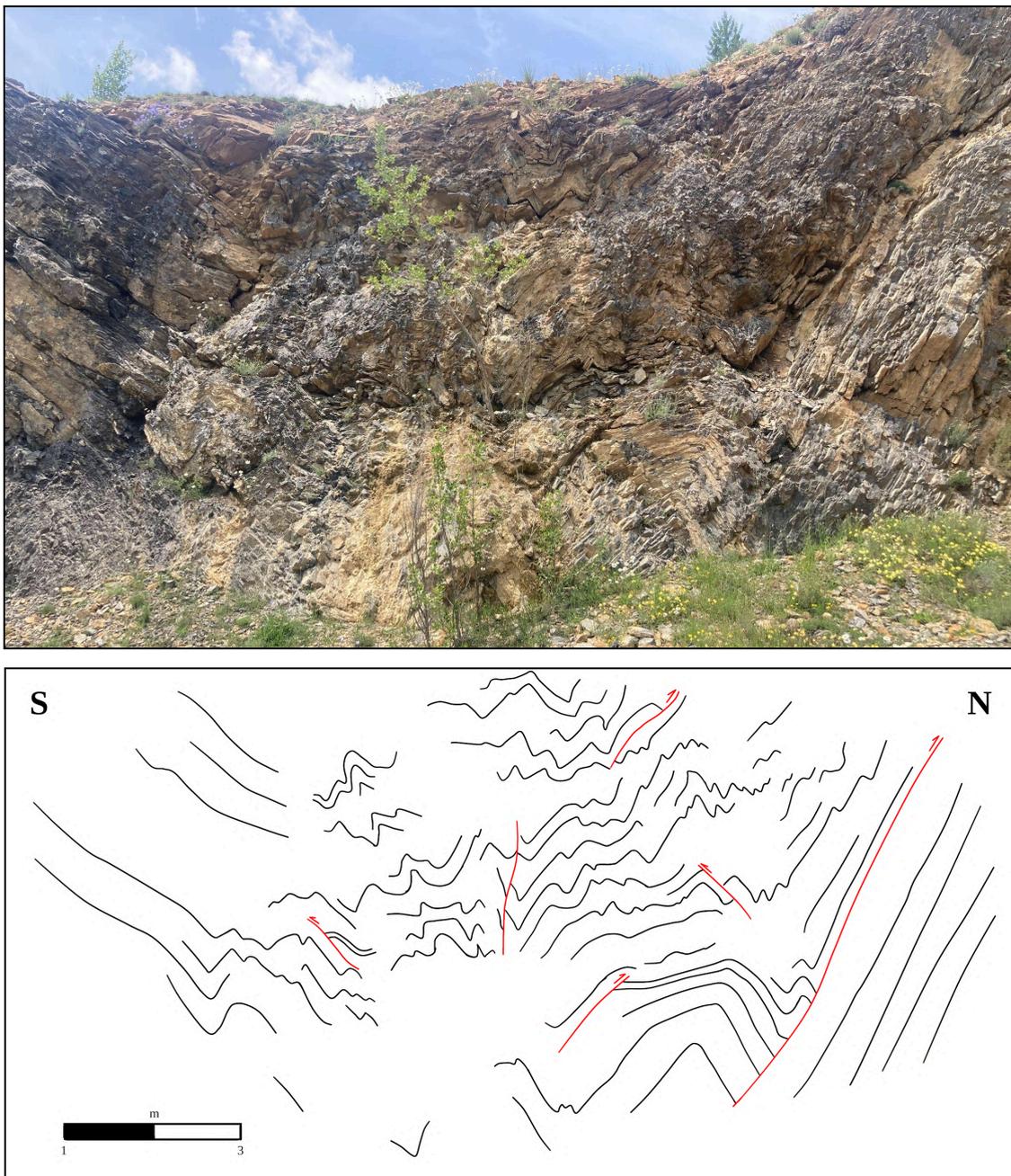


Figura 32. a) Fotografía de la charnela del sinclinal mayor. b) Interpretación de su estructura.

### 8.2.3. Flanco Sur

En el flanco sur, los pliegues asimétricos son de tipo “S”. En la figura 33 se puede apreciar un afloramiento acompañado de su interpretación, compuesto por pares de anticlinales-sinclinales relacionados con cabalgamientos situados en la parte baja de los flancos cortos de los pliegues anticlinales. Estos cabalgamientos son relativamente paralelos entre sí y funcionan como mecanismo para acomodar el plegamiento formado.

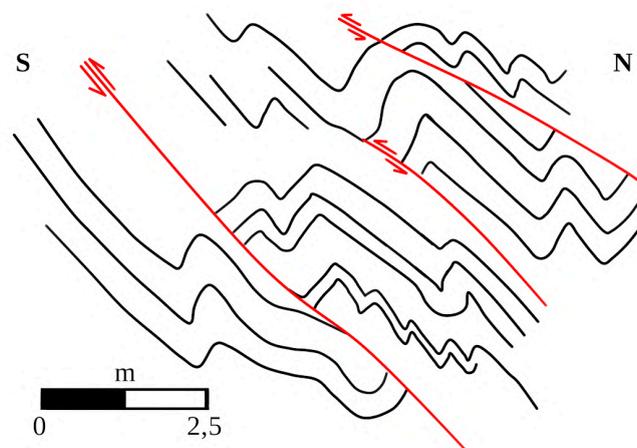


Figura 33. a) Fotografía de la estructura a escala de afloramiento de un conjunto de pliegues ubicados en el flanco sur. b) Interpretación de la estructura.

Aparte del afloramiento representativo de los pliegues presentes en el flanco sur del sinclinal, al final del corte aparece un cabalgamiento muy llamativo. En la figura 34 se puede observar dicho cabalgamiento, el cual posee un transporte tectónico hacia el sur, sin deformaciones aparentes y las estrías muy bien conservadas y de tipo dip-slip casi puro (cabeceo de 80°) (Fig. 35). En el bloque superior hay superpuesto directamente sobre el plano de falla un tren de pliegues asimétricos vergentes hacia el sur, mientras que en el bloque

inferior se encuentran estratificaciones más verticalizadas y con pliegues cortados. A la derecha del tren de pliegues se encuentra la estructura más interesante, un anticlinal en el que claramente se puede ver que su plano axial se encuentra plegado.

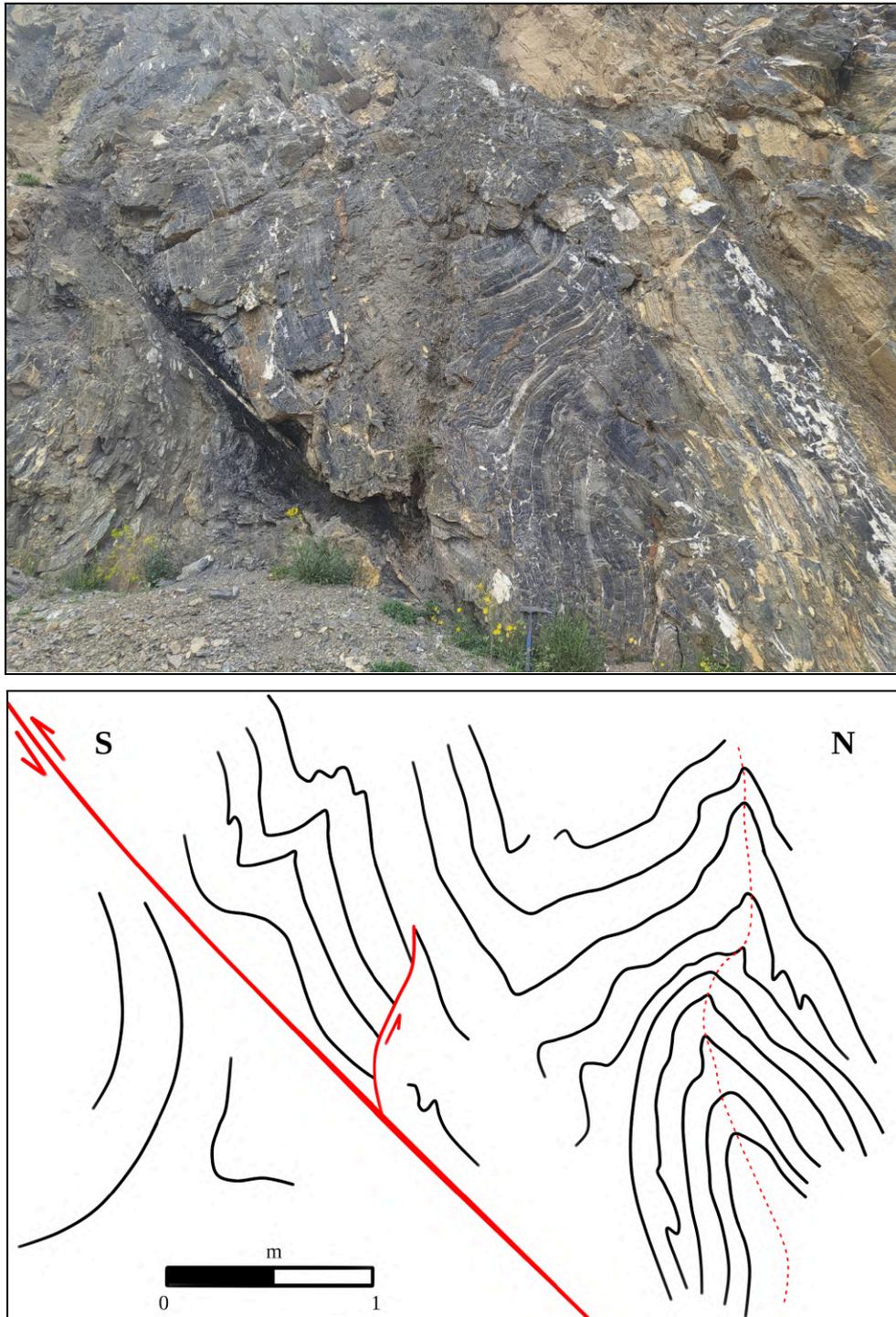


Figura 34. a) Fotografía del cabalgamiento situado en la parte más austral de la zona estudiada. b) Interpretación de las deformaciones presentes. La línea de puntos indica la geometría del plano axial del anticlinal ubicado más al norte.



Figura 35. Fotografía en la que pueden apreciarse las estrías del cabalgamiento más austral.

## 9. DISCUSIÓN

### 9.1. Afloramiento 1:

El Mb. Lavandera de la Fm. Alba que aflora en San Emiliano funcionó como un nivel de despegue debido a su litología susceptible a la deformación, una alternancia de radiolaritas y lutitas. La estructura predominante es un tren de pliegues con anticlinales y sinclinales vergentes hacia el sur. Aparte de los pliegues, existen estructuras de carácter frágil, hay fallas normales y cabalgamientos.

Observando ambos tipos de fallas, se aprecia un comportamiento muy diferente con respecto a la deformación. Las fallas normales apenas muestran signos de deformación, mientras que muchos cabalgamientos se encuentran plegados. La clara diferencia en el comportamiento podría deberse al ángulo del plano de falla con respecto a las superficies estratigráficas. Los cabalgamientos se describen como fallas inversas con un bajo ángulo, mientras que las fallas normales presentes en el afloramiento son prácticamente perpendiculares a la estratificación.

La deformación sufrida por las capas se plasmó de manera diferente en función de sus propiedades reológicas. Así, las capas más dúctiles sufrieron procesos de extrusión y movilización, causando pérdidas de material en los flancos, mientras que se observaba un

engrosamiento en las charnelas, mientras que, las capas calcáreas más competentes fueron más susceptibles a ser afectadas por deformaciones frágiles, como son los cabalgamientos.

Otro aspecto a considerar es la cronología relativa de las diferentes estructuras, primero se habría generado una serie de fallas normales, algunas de las cuales fueron posteriormente cortadas por cabalgamientos. Pueden reconocerse, dos tipos de cabalgamientos vergentes hacia el norte, sistemas imbricados de cabalgamientos en las proximidades al techo del Mb. Gorgera y cabalgamientos aislados, más próximos al techo del Mb. Lavandera, dirigidos al norte y preferentemente en los flancos largos de los pliegues. Dichos cabalgamientos fueron fuertemente plegados por el tren de pliegues generado a posteriori. El último episodio se trataría del basculamiento de la estructura provocado por el pliegue de escala cartográfica conocido como Anticlinal de Villasecino.

## **9.2. Afloramiento 2:**

La estructura de mayor escala que se interpreta en la Cantera de Gualta es un sinclinal con un eje E-O, un plano axial subvertical y una morfología asimétrica, teniendo el flanco norte con un buzamiento más elevado que el sur. Dentro de la Fm. Barcaliente se reconoce un nivel guía pizarroso que permite cartografiar el sinclinal con mayor detalle.

Para la construcción del corte geológico, se empleó un modelo virtual del afloramiento como herramienta complementaria a los datos obtenidos en campo y así obtener resultados más precisos.

El análisis estructural del sinclinal mostró que las estructuras menores más abundantes eran los pliegues chevron, acompañados de alguna charnela redondeada, y el sinclinal se dividió en tres dominios en función de la geometría de los pliegues, uno para el flanco norte, otro para el flanco sur y otro para la charnela. En el flanco norte, se observan cabalgamientos vergentes hacia el norte con pliegues de propagación asociados. Debido a que la litología es bastante homogénea, las capas se comportaron de manera similar, salvo en casos concretos en los que estaban presentes niveles milimétricos de lutitas, los cuales fueron extruidos, causando engrosamientos en las charnelas de los pliegues de propagación estudiados. También se pudo observar una zona triangular causada por la interacción de dos cabalgamientos que avanzan en sentidos contrarios, siendo el retrocabalgamiento con respecto a la vergencia general del flanco el que cortó al otro.

En el segundo dominio, el de la charnela, su posición se pudo determinar porque es la zona en la que convergen los pliegues asimétricos y contrarios de ambos flancos, así como la presencia de pliegues con morfologías más simétricas, pliegues en 'M'. Algunos de los pliegues de la zona de charnela están relacionados con cabalgamientos dirigidos hacia el exterior del pliegue en ambos flancos, funcionando como estructuras de la acomodación de la estructura.

En el tercer y último dominio, se estudiaron los pliegues asimétricos con un transporte tectónico predominante hacia el sur presentes en el flanco austral. En el caso de los pliegues anticlinales, en la parte baja de sus flancos cortos, a veces se desarrollaban cabalgamientos con la misma vergencia que los pliegues, probablemente como mecanismo para acomodar la deformación. Además, en la parte más alejada de la zona de estudio, pudo verse un cabalgamiento indeformado con las estrías bien conservadas, una vergencia hacia el sur y un pliegue con un plano axial plegado. Sus características son similares a cabalgamientos alpinos descritos en las proximidades, ya que la Cantera de Gualta, geográficamente se encuentra muy próxima al frente sur del Orogén Alpino, pero dada la falta de pruebas más congruentes, se tomará una posición más conservadora y solamente indicar que este cabalgamiento fue posterior al episodio compresivo principal de la Orogenia Varisca.

### **9.3. Comparación entre los afloramientos:**

En función de las características descritas en cada uno de los casos de estudio, se pueden apreciar las similitudes y diferencias existentes entre los dos ejemplos estudiados.

Ambos afloramientos están compuestos por rocas carbonatadas de edad Carbonífero inferior, poseen pliegues mayoritariamente asimétricos y en su mayoría relacionados con cabalgamientos. Por otro lado, las estructuras han sido verticalizadas en conjunto por la generación de una estructura de escala cartográfica, para el primero, el Anticlinal de Villasecino, mientras que para el segundo, el Sinclinal de Alba.

A pesar de tener los puntos anteriormente mencionados en común, también poseen factores únicos que provocaron la diferenciación de los afloramientos. Comenzando por la litología, aunque tenga una edad similar y una componente carbonatada, el Mb. Lavandera de la Fm. Alba es una alternancia de radiolaritas con lutitas, una litología muy susceptible a la deformación, hasta el punto de funcionar como nivel de despegue. En cambio, en la Cantera de Gualta, aflora la Fm. Barcaliente, con una litología muy homogénea y una reología diferente al ejemplo de San Emiliano. A mesoescala, estas diferencias litológicas provocaron que en el caso de la Fm. Alba, fuese común ver extrusiones de materiales en el afloramiento generando las charnelas engrosadas, frente a los afloramientos de la Fm. Barcaliente, en donde apenas se veían modificaciones de los espesores de las capas. Por último, la existencia de estructuras previas, en el caso del afloramiento de San Emiliano, ya existían fallas normales previas que condicionaron la distribución de la deformación, frente al caso de la cantera, en donde, hasta donde se ha podido observar, no se han encontrado estructuras previas al episodio de deformación principal.

## **10. CONCLUSIONES**

A partir de toda la información aportada previamente, se han podido alcanzar las siguientes conclusiones:

El Mb. Lavandera de la Fm. Alba en el afloramiento de San Emiliano funcionó como un nivel de despegue debido a la alternancia de radiolaritas y lutitas que lo conforman. La estructura predominante es un tren de pliegues y cabalgamientos. En concreto, los cabalgamientos pueden diferenciarse en dos grupos, sistemas imbricados de cabalgamientos y cabalgamientos aislados, estando los primeros en las proximidades del techo del Mb. Gorgera, mientras que los segundos estaban dispersos por zonas más superficiales del Mb. Lavandera.

Además, se reconocen las fallas normales apenas fueron afectadas por los pliegues, esto se puede deber a cómo eran perpendiculares a la estratificación, dificultando su reactivación, por lo que únicamente fueron, en algunos casos, cortadas por los cabalgamientos que serían posteriores.

Se ha podido observar un comportamiento diferente de las capas del Mb. Lavandera en función de su reología, de tal manera que las capas más competentes fueron más susceptibles de ser afectadas por fallas y cabalgamientos, mientras que las litologías más dúctiles, se moldeaban y movilizaban para acumularse en las charnelas, engrosándolas en el proceso.

En base a las relaciones de corte y deformación se ha obtenido la siguiente cronología de las estructuras: Primero, las capas fueron afectadas por un episodio distensivo evidenciado por las fallas normales. Los esfuerzos cambiaron, pasando a ser compresivos, y comenzaron a generarse cabalgamientos, los cuales acabaron plegándose al continuar la compresión, de forma que estos dos tipos de estructuras serían en cierto modo coetáneas.

En el caso del afloramiento de la Cantera de Gualta, la estructura de mayor escala es un sinclinal, asimétrico vergente al sur, con un eje E-O y un plano axial subvertical desarrollado en las calizas de la Fm. Barcaliente. Asociadas al sinclinal se desarrollan numerosas estructuras, fundamentalmente pliegues, que en ocasiones se han podido relacionar con cabalgamientos. Los pliegues menores presentan asimetrías contrarias dependiendo de su localización en uno u otro flanco y pliegues simétricos en la zona de charnela.

En una de las estructuras analizadas en detalle en el flanco norte se interpretan cabalgamientos con pliegues de propagación de falla. En la zona de charnela, además de los pliegues simétricos en "M", se observan pliegues asociados a cabalgamientos que funcionaron como sistemas de acomodación de la deformación, dirigidos desde la charnela hacia los flancos. En el flanco sur, se observaron estructuras similares al flanco norte, pero con el sentido contrario, eran pliegues asimétricos con cabalgamientos asociados, éstos se ubicaban en la parte baja de los flancos cortos de los anticlinales.

En la parte más austral del corte hay un cabalgamiento, que, debido a sus características, como la clara conservación de las estrías, que corta pliegues, y la existencia de un plano axial plegado, se ha asociado a un episodio deformacional posterior a la Orogenia

Varisca, pero más allá de eso, con la poca información obtenida en este estudio al respecto, se tomará una posición prudente y dejar en el aire la cuestión para futuros estudios.

A pesar de que los afloramientos estudiados poseen características similares a primera vista, la existencia de factores diferenciadores, tales como la litología y la presencia de estructuras previas, en el caso de San Emiliano, y posteriores, en el caso de la Cantera de Gualta, provocaron que los afloramientos presentasen geometrías diferentes.

## 11. BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, J. L., Álvarez Marrón, J. y Pulgar, J. A. (1989): Síntesis cartográfica de la parte suroccidental de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*. 18, 145-153.
- Alonso, J. L., Suárez, A., Rodríguez Fernández, L. R., Farias, P. y Villegas, F. J. (1990): Mapa de la Hoja nº 103 (La Pola de Gordón) del Mapa Geológico Nacional E 1:50.000. Segunda serie MAGNA-Primera edición. Inst. Geol. Min. España.
- Alonso, J. L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountain (NW Spain). *En: Tertiary basins of Spain* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds), *Cambridge Univ. Press*, 19-22.
- Alonso, J. L., Marcos Vallaure, A. y Suárez, A. (2009): Paleogeographic inversion resulting from large out of sequence breaching thrusts: The León Fault (Cantabrian zone, NW Iberia). A new picture of the external Variscan thrust belt in the Ibero-Armonican arc. *Geologica Acta*, 7 (4): 451-473.
- Bahamonde, J. R., Colmenero, J. R. y Vera, C. (1997): Growth and demise of Late Carboniferous carbonate platforms in the eastern Cantabrian Zone, Asturias, northwestern Spain. *Sedimentary Geology*, 110, 99-122.
- Barrois, C. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord.*, (2), 1, 630 pp.
- Bastida, F., Pérez-Estaún, A., Aramburu, C., Méndez-Bedia, I., Arbizu, M., García-López, S., Fernández, L. P., Bahamonde, J. R., Barba, P., Colmenero, J. R., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L. R., Salvador, C., Sánchez de Posada, L. C., Villa, E., Merino-Tomé, O., Motis, K., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Bulnes, M., Marcos, A., Pulgar, J. A., Gallastegui, G., Suárez, O. y Cuesta, A. (2004). La Zona Cantábrica. *En: Geología de España* (de Vera, J. A., Ed.). *SGE-IGME*, Madrid, 25-49.
- Bulnes, M., Poblet, J., De Ana, A. y Masini, M. (2016): Comportamiento de las calizas «griotte» carboníferas frente a deformaciones compresivas en dos localidades de la Zona Cantábrica (NO de la Península Ibérica): resultados preliminares. *Trabajos de Geología*. 36: 61-80.
- Bulnes, M., Poblet, J., Uzkeda, H. y Rodríguez-Alvarez, I. (2019): Mechanical stratigraphy influence on fault-related folds development: Insights from the Cantabrian Zone (NW Iberian Peninsula). *Journal of Structural Geology*, 118, 87-103.
- Chamberlin, R. T. (1910): The Appalachian folds of central Pennsylvania. *Journal of Geology*. 18: 228-251.

- Colmenero, J. R., Fernández, L. P., Moreno, C., Bahamonde, J. R., Barba, P., Herdia, N. y González, F. (2002): Carboniferous, Cap 7. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.) Geological Society London, 93-116.
- Comte, P. (1959): Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, 440 pp.
- Dahlstrom, C. D. A. (1970): Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 18 (3): 312-406.
- Gallastegui, J. (2000): Estructura cortical de la Cordillera y margen continental cantábrico: Perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22: 1-221.
- Ginkel, A.C. van, (1965): Carboniferous fusulinids from the Cantabrian mountains (Spain). *Leidse Geol. Mededeelingen* 34, 1-225.
- Google. (s.f.). Dirección de Google Maps de San Emiliano y Olleros de Alba, León [en línea] [29/04/2024]. Disponible en: <https://www.google.es/maps/@42.8863425,-5.8726519,11.75z?hl=es&entry=ttu>
- Grupo CANDESA (2024): Los orígenes y la expansión de CANDESA [en línea] [20/05/2024]. Disponible en: <https://www.candesagrupo.com/grupo-candes/>
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L.E., Smith, A. G. y Smith, D. G. (1990): A geologic time scale 1989. *Cambridge University Press*.
- Jones, P. J. (1995): Timescales. 5: Carboniferous. Australian phanerozoic timescales. Biostratigraphic charts and explanatory notes. Second Series. Australian Geological Survey Organization.
- Julivert, M. (1967). La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del manto del Ponga. *Trabajos de Geología*, 1: 59-76.
- Julivert, M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain. *Amer. Jour. Sci.*, 270: 1-29.
- Julivert, M. y Navarro, D. (1984): Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, hoja nº 55 (Beleño) y memoria explicativa. IGME, Madrid, 46 pp.
- Lepvrier, C. y Martínez García, E (1990): Fault development and stress evolution of the post Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, NW Spain). *Tectonophysics*, 184: 345- 356.
- Leyva, F., Matas, J. y Rodríguez L.R. (1984): Mapa y Memoria explicativa de la Hoja nº 129 (La Robla) del Mapa Geológico Nacional E. 1:50.000. Segunda serie MAGNA-Primera edición. Inst. Geol. Min. España.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92. (traducido al español en *Publ. Extr. Geol. España*, 5: 149-166.
- Mariño Pevida, B. V. (2010): Estudio de los segmentos proximales de un sistema turbidítico: ejemplos de los depósitos del Sinclinal de Alba (Carbonífero, Zona Cantábrica NO de España) y la Formación Laga (Mesiniense, Apeninos centrales, Italia). *Trabajo Fin de Máster*. Universidad de Oviedo.
- Martínez García, E. (1983): El Pérmico de la región Cantábrica. En: Carbonífero y Pérmico de España. (Martínez, C., ed.). IGME, Madrid, 391-402.

- Martínez García, E. y Rodríguez Fernández, R. (1984): Memoria de la hoja nº 56 (Carreña-Cabrales) del Mapa Geológico Nacional (Magna). Inst. Geol. y Min. de España, 1-45.
- Masini, M., Bulnes, M., Poblet, J. (2010): Cross-section restoration: a tool to simulate deformation. Application to a fault-propagation fold from the Cantabrian fold and thrust belt, NW Iberian Peninsula. *J. Struct. Geol.* 32, 172-183.
- Merino-Tomé, O. (2004): Estratigrafía, sedimentología y evolución tectonoestratigráfica de las sucesiones Estefanienses de la Región de Picos de Europa (Zona Cantábrica). *Tesis Doctoral*. Universidad de Salamanca, 295 pp.
- Merino-Tomé, O., Suárez Rodríguez, A. y Alonso, J. L. (2024): Mapa Geológico Digital continuo E. 1:50.000, Zona Cantábrica (Zona-1000). *GEODE. Mapa Geológico Digital continuo de España*. [en línea] [30/05/2024]. Disponible en: <https://info.igme.es/visor/>
- Moriano, I., Bulnes, M., Poblet, J., Martín, S. (2012): Corte geológico y análisis estructural de pliegues relacionados con cabalgamientos de escala métrica en la Zona Cantábrica, NO de la Península Ibérica. *Resúmenes extendidos del VIII Congreso Geológico de España*. Geo-Temas 13, 537-540.
- Pulgar, J. A., Alonso, J. L., Espina, R. G. y Marín, J. A. (1999): La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de Geología*, 21: 283-294.
- Reüther, C. D. (1977): Das Namur im südlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). Klustenbewegungen und Fazies differenzierung im Übergang Geosynklinale-Orogen. *Clausthaler Geologische Abhandlungen*, 28, 1-122.
- Rich, J. L. (1934): Mechanics of low-angle overthrust faulting as illustrated by the Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky, and Tennessee. *AAPG Bulletin* 18: 1584-1596.
- Rodríguez-Fernández, L. R., Barba, P., Fernández, L. P., Bardají, T., Silva, P. G., Suárez-Rodríguez, A., Heredia, N., Gallastegui, G., Paniagua, A., Galán, L., Martínez-Álvarez, J. A., Torres Alonso, M., Gutiérrez Claverol, M., López Díaz, F., Toyos, J. M., Villa, E., Salvador González, C., Bravo Fernández, I. (1991): Memoria del mapa geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja: 102 (12-7) Los Barrios de Luna. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid.
- Sánchez de Posada, L. y Truyols Santoja, J. (1983): El Carbonífero de la Región de Picos de Europa. En: Carbonífero y Pérmico de España (C. Martínez Díaz, Eds.). *X Int. Congr. Strat. Geol. Carb.*, Madrid, 106-115.
- Sánchez de la Torre, L., Agueda Villar, J. A., Colmenero Navarro, J. R., García Ramos, J.C. y González Lastra, J. (1983): Libro guía de la excursión F. Evolución sedimentaria y paleogeográfica del Carbonífero de la Zona Cantábrica. *X Int Congr. Strat. Geol. Carb.* Madrid. 154 pp.
- Sanz-López, J., Blanco-Ferrera, S., Sánchez de Posada, L. C. y García-López, S. (2007): Serpukhovian conodonts from Northern Spain and their biostratigraphic application. *Palaeontology*, 50, 883-904.
- Sanz-López, J. y Blanco-Ferrera, S. (2012): Revisión estratigráfica del Misisipiense al Pensilvaniense más bajo de la Zona Cantábrica y la posición de los límites entre los pisos. *Geotemas*, 13, 90 (CD anexo a Geotemas 13, 163-166).

- 
- Sanz-López, J., Cózar, P. y Blanco-Ferrera, S. (2016): Discovery of a Mississippian-early Bashkirian carbonate platform coeval with condensed cephalopod limestone sedimentation in NW Spain. *Geological Journal*, 1-26.
- Suárez-Rodríguez, A., Toyos, J.M., López-Díaz, F., Heredia, N., Rodríguez-Fernández, L.R. y Gutiérrez-Alonso, G. (1990): Mapa Geológico de España. 1:50.000, hoja nº 102 (12-7) (Los Barrios de Luna). IGME, Madrid.
- Truyols, J. y Julivert, M. (1976). La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, 8: 5-30.
- Truyols Santonja, J. (1983): El Carbonífero inferior y medio de la Región del Ponga. En: Carbonífero y Pérmico de España (C. Martínez Díaz, Eds) X Int. Congr. Strat. Geol. Carb., Madrid, 82-94.
- Wagner, R.H, Winkler-Prins, C.F., Riding, R.E., Wagner-Gentis, C.H.T. (1971): Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern León. *Trabajos de Geología*, 4, 603-663.