

MÁSTER EN RECURSOS GEOLÓGICOS E INGENIERÍA GEOLÓGICA

UNIVERSIDAD DE OVIEDO



EXTENSIÓN Y COMPRESIÓN EN  
LOS MATERIALES JURÁSICOS DE  
LA PLAYA DE PEÑARRUBIA,  
GIJÓN

Trabajo Fin de Máster

**Maddalen Odriozola Zubillaga**

Julio de 2016

Dña. MADDALEN ODRIEZOLA ZUBILLAGA, autora del Trabajo Fin de Máster titulado “EXTENSIÓN Y COMPRESIÓN EN LOS MATERIALES JURÁSICOS DE LA PLAYA DE PEÑARRUBIA, GIJÓN”, 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 11 de JULIO de 2016



Fdo. MADDALEN ODRIEZOLA ZUBILLAGA

La Dra. MARÍA TERESA BULNES CUDEIRO, Profesor Titular de la universidad, adscrita al Área de Conocimiento de Geodinámica Interna del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, confirma que ha tutelado el trabajo “EXTENSIÓN Y COMPRESIÓN EN LOS MATERIALES JURÁSICOS DE LA PLAYA DE PEÑARRUBIA, GIJÓN”, realizado por Dña. MADDALEN ODRIEZOLA ZUBILLA, y autoriza 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 11 de JULIO de 2016



Fdo. MARÍA TERESA BULNES CUDEIRO

## RESUMEN

Se ha realizado un trabajo de campo en los materiales del Jurásico de la playa de Peñarrubia (Gijón) que ha permitido la confección de una cartografía geológica de la mitad oeste de la playa, a partir de la cual se han realizado tres cortes geológicos. Con los datos de campo, el mapa y los cortes se ha realizado un análisis estructural en el que se describen y clasifican las diferentes estructuras presentes en la zona y se propone un orden temporal de las mismas y los vectores de esfuerzo que actuaron en la zona.

Los materiales estudiados se sedimentaron en la Cuenca Asturiana, que se formó debido a un proceso de rifting que tuvo lugar durante el Mesozoico. En este periodo se formaron estructuras que se reactivaron posteriormente en el Cenozoico durante una etapa compresiva causada por la Orogenia Alpina.

En la zona de estudio se han detectado tres sistemas principales de fallas (NE-SW, NW-SE y E-W) generalmente con buzamientos altos que actualmente muestran indicios de movimiento de desgarre. También se han observado dos sistemas de pliegues mayores, uno de dirección NE-SW y otro NW-SE, plegando éste último al anterior. En ambos casos se trata de pliegues muy laxos, con planos axiales subverticales y charnelas redondeadas. A escala cartográfica, pero de menor tamaño que los anteriores y en menor número, se observan pliegues más apretados y con charnelas más angulosas asociados a fallas inversas o cabalgamientos que afloran al oeste de la zona de estudio.

Las relaciones temporales entre las diferentes estructuras no son claras en muchas ocasiones. No obstante, a partir de los distintos tipos de estructuras y considerando su orientación se sugiere que en la zona estudiada el eje de mínimo esfuerzo durante la etapa extensional pudo estar orientado NNE-SSW, al igual que el eje de máximo esfuerzo durante la etapa compresiva

**ABSTRACT**

The fieldwork carried out in the Jurassic rocks of the Peñarrubia beach (Gijón) allowed us the construction of a geological map of the western part of the beach and three geological sections across this area. The structural analysis performed using the field data, the geological map and the geological sections allowed us a description and classification of the different structures that crop out in this region as well as suggesting a chronology of structures and the stress vectors that operated in this region.

The studied materials were deposited in the Asturian Basin, which was formed because of a rifting process that occurred during the Mesozoic. In a subsequent compressive period (Cenozoic) caused by the Alpine Orogeny, the structures formed in the previous phase were reactivated.

Three main fault systems have been identified in the study area (NE-SW, NW-SE and E-W). These three fault sets, which usually exhibit steep dips, currently only show evidence of strike-slip motion. Moreover, two different fold systems striking NE-SW and NW-SE were recognized, being the NW-SE system younger than the other one. Some tight, kink-like folds related to thrusts have been observed in the western part of the beach. These folds exhibit map-scales but are smaller than the folds described above.

The timing relationships between the different structures are unclear in many cases. However, taking into account the different types of structures and their orientation we suggest that the minimum stress axis during the extensional event might have been NNE-SSW. In a similar way, the maximum stress axis during the contractional event might have also been NNE-SSW.

## **AGRADECIMIENTOS**

A Josep y Mayte, por su ayuda y su implicación. Por hacer que cada duda quedara resuelta y que cada error supusiera una nueva oportunidad de aprender y mejorar.

A familiares y amigos, por apoyarme y facilitarme las cosas en cada momento durante todo el proceso, dándome el tiempo y los recursos necesarios para que saliera adelante.

A Таня, por entender que necesitaba mi tiempo cuando en realidad lo único que quería hacer era pasar un rato conmigo y jugar.

A Joseba, por su paciencia en los malos momentos, por intentar siempre sacarme una sonrisa y por su compañía en cada momento. A veces por preguntar, y otras veces por no hacerlo.

A Ainhoa, Leire y Norbert por amenizar muchas ocasiones y por hacer únicos estos dos años de máster.

**ÍNDICE**

<b>1. Introducción.....</b>	<b>1</b>
<b>2. Contexto geológico.....</b>	<b>2</b>
<b>3. Estratigrafía.....</b>	<b>5</b>
<b>4. Características estructurales.....</b>	<b>7</b>
<i>4.1 Fallas.....</i>	<i>8</i>
4.1.1 Fallas NE-SW.....	8
4.1.2 Fallas NW-SE.....	11
4.1.3 Fallas E-W.....	13
4.1.4 Fallas N-S.....	14
<i>4.2 Pliegues.....</i>	<i>15</i>
4.2.1 Pliegues con ejes NE-SW.....	16
4.2.2 Pliegues con ejes NW-SE.....	17
4.2.3 Pliegues asociados a fallas inversas (cabalgamientos).....	19
<b>5. Estructura general.....</b>	<b>20</b>
<b>6. Cronología de las estructuras.....</b>	<b>23</b>
<b>7. Conclusiones.....</b>	<b>25</b>
<b>8. Bibliografía.....</b>	<b>27</b>
<b>9. Anexos.....</b>	<b>29</b>
<i>Anexo 1.....</i>	<i>29</i>
<i>Anexo 2.....</i>	<i>30</i>
<i>Anexo 3.....</i>	<i>31</i>



## 1. INTRODUCCIÓN

El objetivo del siguiente trabajo es analizar desde el punto de vista estructural los sucesos que han formado parte de la historia geológica en la región este de Gijón, concretamente en la playa de Peñarrubia. Desde el punto de vista geológico, esta zona se encuentra dentro de la Cuenca Asturiana, una cuenca extensional de edad Permo-Mesozoica, localizada al N de la Península Ibérica, parcialmente invertida durante el Terciario. Los materiales observados en la zona de estudio datan del Jurásico, e incluyen alternancias de margas y calizas margosas de la Formación Rodiles (miembro Santa Mera). En la parte superior de esta formación, también se observan paquetes de conglomerados que son parte de la Formación La Ñora. Estas rocas, al igual que otras de edad mesozoica de la Cuenca Asturiana, están deformadas por fallas normales, inversas y de strike-slip y por pliegues laxos que se desarrollan de acuerdo con los diferentes procesos de deformación.

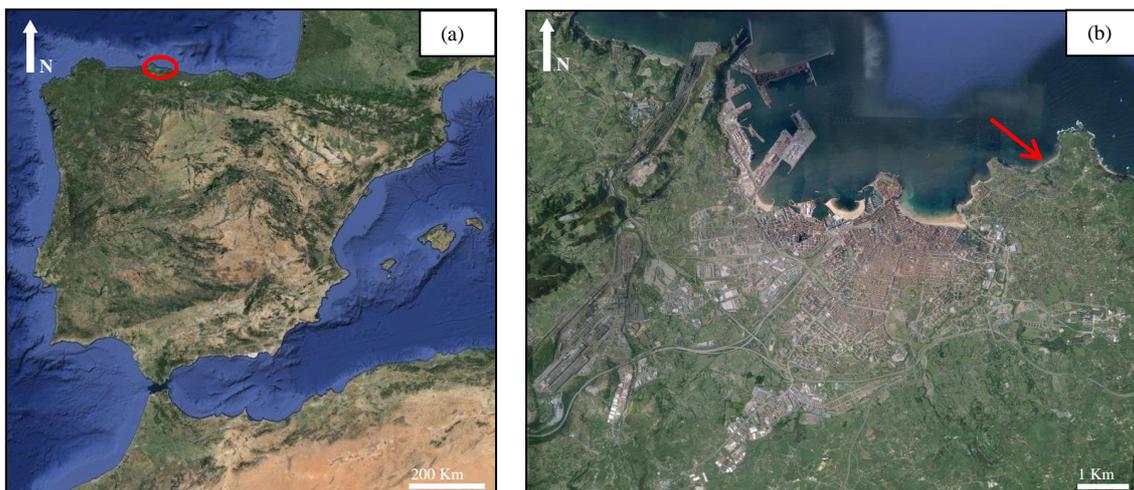
Los primeros estudios que se llevaron a cabo en la zona son de carácter estratigráfico, con la intención describir los materiales del Jurásico que afloran en la costa y los procesos que tomaron parte en la sedimentación de dichos materiales (Suárez Vega, 1974; Valenzuela et al., 1985; Valenzuela et al. 1986). También relacionado con la sedimentología, se ha hecho algún estudio sobre la materia orgánica dispersa en la playa de Peñarrubia (Suárez Ruiz & González Prado, 1990). En lo referente a la geología estructural, autores como Lepvier & Martínez-García (1990), Pulgar et al. (1999), Pieren et al. (1995), Alonso et al. (2009) y Uzkeda et al. (2013) han publicado trabajos en zonas de estudio más amplias, pero con materiales de características y comportamientos similares o que incluyen la zona de estudio.

Estos estudios previos indican que en esta región hubo eventos de extensión relacionados con un proceso de rifting que tuvo lugar durante el Mesozoico, registrado por fallas de carácter normal (Lepvier & Martínez-García, 1990). A dos procesos extensivos consecutivos, les siguió un evento compresivo, causando una inversión tectónica durante el Cenozoico (Pulgar et al., 1999; Uzkeda et al., 2013).

Para la realización de este trabajo han sido necesarias diversas campañas de campo, lo que ha permitido recopilar los datos necesarios para hacer una cartografía detallada de la zona. Estos datos sobre todo han consistido en diversas medidas tomadas tanto de las estructuras presentes como de las estratificaciones ( $S_0$ ) a las que se tenía acceso, siempre intentando coger las medidas más representativas. Mediante fotografías recopiladas a pie de afloramiento y fotografías aéreas tomadas de Google Earth, se ha hecho una interpretación de la zona de estudio. Para realizar el análisis estructural se han construido tres secciones geológicas a partir tanto de los datos de campo y como del mapa confeccionado, y además, se han realizado proyecciones estereográficas de los diferentes elementos estructurales de pliegues y fallas.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

El trabajo aquí presente se ha realizado en la playa de Peñarrubia, en la costa noroeste de la Península Ibérica (Fig. 1a). Concretamente, esta zona es parte del concejo de Gijón, ubicado en el Principado de Asturias, y la playa se encuentra en la zona este de este concejo (Fig. 1b).



**Fig. 1:** (a) Situación geográfica de la zona de estudio ubicada en la Península Ibérica. (b) Mapa del concejo de Gijón, con la zona de estudio señalizada. Imágenes obtenidas de Google Earth, 2016.

La playa de Peñarrubia tiene una longitud de 1 km aproximadamente, aunque el trabajo se ha llevado a cabo en los 600 m situados más al oeste. La playa de Peñarrubia tiene una orientación noreste-suroeste, y se encuentra rodeada de la Punta Rosario Acuña y del Cabo de San Lorenzo. Es una playa con acantilados de unos 20-25 m de altura y afloramientos en planta entre 20-60 metros dependiendo de las zonas, visibles y accesibles con marea baja.



**Fig. 2:** Vista aérea de la playa de Peñarrubia (Google Earth, 2016). Pueden verse señalizados los dos accesos y la zona de estudio.

La playa es fácilmente accesible bien desde sus extremos este y oeste o desde la parte central. La zona que se ha estudiado es la que se encuentra entre el acceso central y el situado en el extremo oeste (Fig. 2).

En cuanto al contexto geológico, la zona de estudio se sitúa dentro de la Cuenca Asturiana (unidad Gijón – Ribadesella); concretamente en materiales Jurásicos de la región costera (Fig 3). Estos materiales se extienden de manera continua a lo largo de toda la costa formando parte de dicha cuenca (García Ramos et al., 1995). La Cuenca Asturiana es una cuenca extensional que está rellena de sedimentos que datan desde el permio-Triásico hasta el Cenozoico (García Ramos et al., 1995) y que se sitúan de forma discordante sobre un basamento pre-Permiano deformado durante la Orogenia Varisca (Pulgar et al., 1999; Uzkeda et al., 2013).

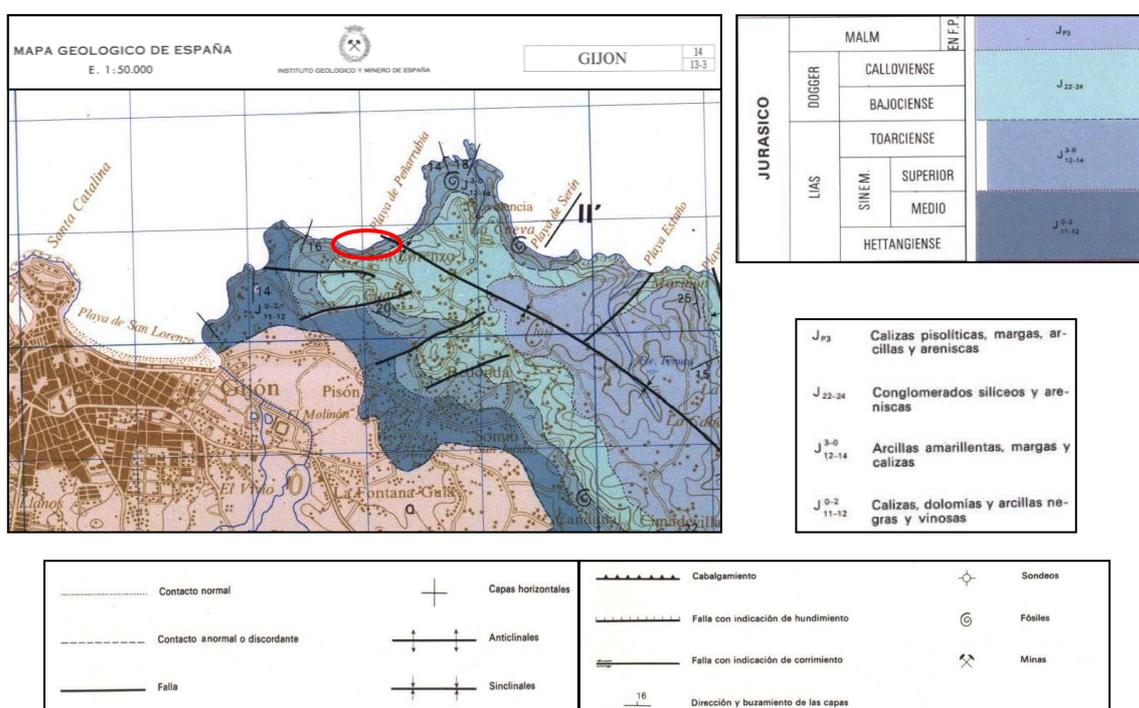
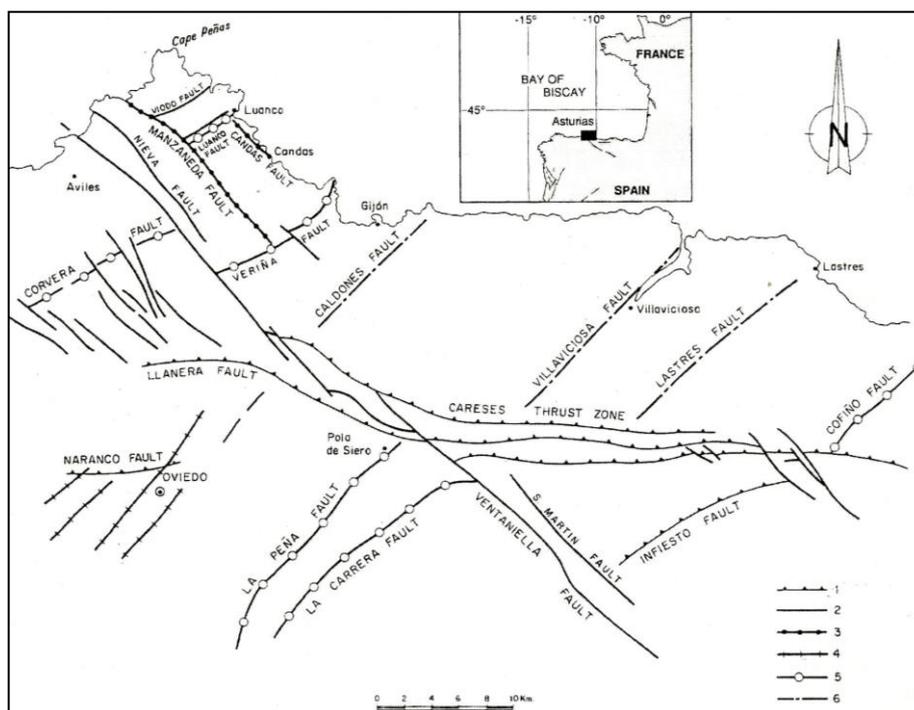


Fig. 3: Mapa geológico de la zona de estudio y de sus alrededores (Julivert et al., 1973).

Tras la Orogenia Varisca, en la zona central de la cordillera cantábrica tuvo lugar un proceso extensional que dio lugar a las cuencas permio-triásicas y que finaliza con la creación de las cuencas de plataforma del Jurásico (Lepvrier & Martínez-García, 1990). A esta primera etapa le siguió una segunda etapa extensional relacionada con la apertura del Golfo de Bizkaia, que dio lugar a las cuencas mesozoicas que se mantuvieron estables hasta la inversión tectónica causada por la orogenia alpina durante el Cenozoico (Alonso et al., 2009). Las fallas normales formadas durante los periodos extensionales influenciaron de manera notable la sedimentología del lugar (Valenzuela et al., 1986).

Además de la formación de la cordillera pirenaica, la contracción sufrida durante el Cenozoico provocó el levantamiento y la inversión parcial de la Cuenca Asturiana a

través de la reactivación de estructuras previas y formación de nuevas estructuras (Lepvier & Martínez-García, 1990; Uzkeda et al., 2013). La reactivación de las estructuras es selectiva e involucra a fallas previas tanto permo-mesozoicas como variscas dependiendo principalmente de su orientación con respecto a la compresión Cenozoica. Así, algunos cabalgamientos variscos de dirección E-O son reactivados de nuevo como fallas inversas, así como antiguas fallas de desgarre y normales permo-mesozoicas de diferentes direcciones (fundamentalmente NE-SO y NO-SE). La figura 4 corresponde a un esquema estructural, a escala regional, de gran parte de la Cuenca Asturiana, donde se pueden ver las tres direcciones principales de las de las fallas más importantes: fallas E-O, NE-SO y NO-SE (Uzkeda, 2013).



**Fig. 4:** Esquema del mapa de las fracturas principales en la Asturias Central, indicando la edad de reactivación de estas. 1 = Cabalgamientos del Cenozoico; 2 = Fallas de desgarre del Pérmico reactivadas durante el Cenozoico; 3 = Fallas de desgarre del Pérmico reactivadas antes del Aptiense; 4 = Fallas normales del Pérmico reactivadas durante el Cenozoico; 5 = Fallas normales del Pérmico reactivadas antes del Aptiense; 6 = Fallas normales del Pérmico con leves movimientos tardíos (Lepvier & Martínez-García, 1990).

Los mapas previos de carácter más general que se han llevado a cabo en la zona de estudio (Julivert et al., 1973), sitúan la playa de Peñarrubia en la charnela de un pliegue sinclinal de dimensiones kilométricas con un eje de orientación NW-SE (Fig. 3).

### 3. ESTRATIGRAFÍA

Como ya se ha mencionado previamente, el lugar de estudio es una zona con afloramientos de rocas de edad Jurásica. En la cuenca asturiana, el Jurásico se divide en seis formaciones diferentes, y dos de estas formaciones (Formación Rodiles y Formación Tereñes) están subdivididas en 2 miembros diferentes cada una (Valenzuela et al., 1986). También puede observarse que el Jurásico se compone de diferentes megasecuencias, cada una perteneciente a diferentes entornos sedimentarios en los que se depositaron los materiales.

La mayor parte del acantilado de la playa de Peñarrubia está compuesta por el Miembro Santa Mera de la Formación Rodiles, con edades que van desde la mitad superior del Jurásico Inferior hasta la mitad inferior del Jurásico Medio (Pliensbachiense – Toarciense – Aaleniano – Bajociense); aunque en el ala oeste de la playa de Peñarrubia aflora el Miembro Buerres de la Formación Rodiles, y en la parte más elevada del acantilado también puede verse que afloran rocas de la Formación La Ñora (Fig. 5).

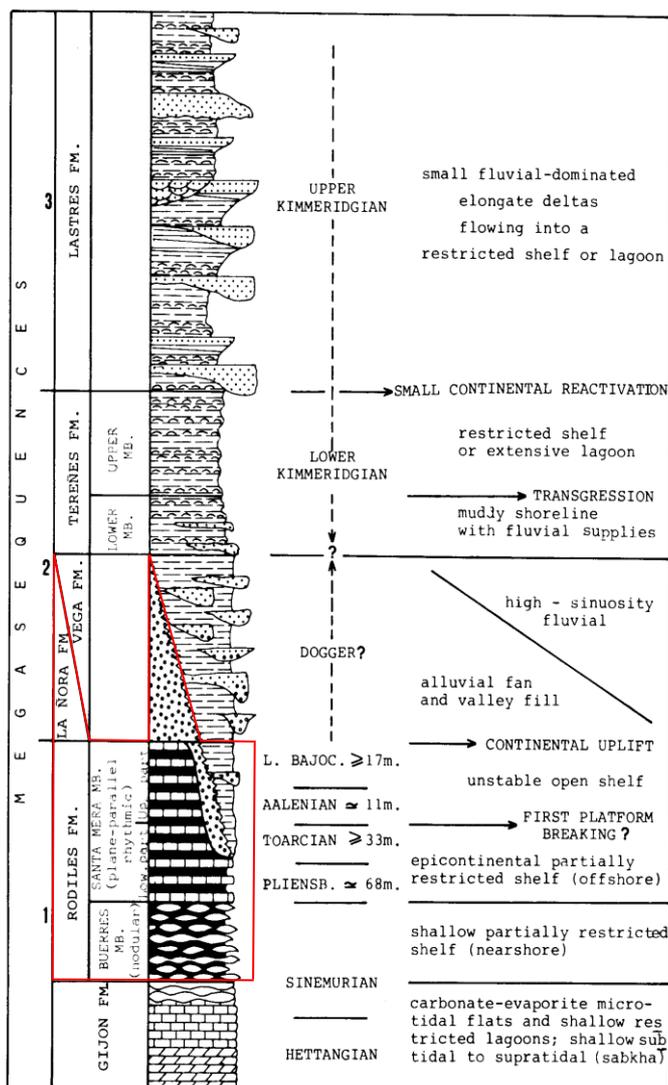
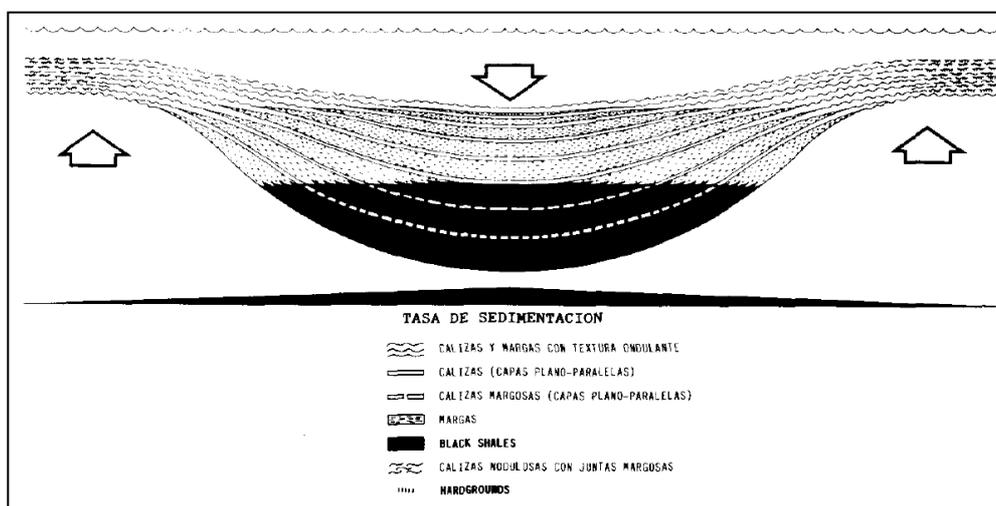


Fig. 5: Columna estratigráfica del Jurásico en Asturias. Pueden verse señalizadas las dos formaciones que aparecen en la zona de estudio (Valenzuela et al., 1986)

El Miembro Santa Mera es fundamentalmente calcáreo, con un espesor de entre 70 m – 130 m (Valenzuela et al., 1986) y compuesto por una alternancia rítmica de margas, lutitas margosas y calizas (Suárez Ruiz & González Prado, 1990). Los niveles de calizas tienen un espesor variado, desde unos 5 cm hasta rondar la treintena de cm y tienen un color desde un gris oscuro/azulado hasta un gris más claro. La proporción de capas de margas aumenta hacia el este de la playa, aunque se sigue manteniendo la alternancia. Los niveles margosos son de color negro, y pueden llegar a alcanzar unos 20 cm. Son niveles hojosos, muy laminados y frecuentemente bioturbados. En los pisos más ricos en fauna, es posible observar braquiópodos, lamelibranquios, ammonites, belemnites, etc. (Suárez Ruiz & González Prado, 1990).

En la zona oeste de la playa de Peñarrubia aflora el Miembro Buerres, con unos 70 m de espesor, representado por una zona basal de bancos potentes de calizas masivas, calizas margosas e interestratos margosos muy delgados. Estas calizas son de un color gris/gris oscuro, contienen fisuras y grietas con calcita recristalizada y escasos indicios de organismos (Suárez Ruiz & González Prado, 1990).

El tipo de sedimentación que ha generado la estratificación de los materiales de la Formación Rodiles es el que se da en una rampa carbonatada con el fondo algo irregular y que está dominada por tempestades. Así, tanto la continuidad lateral como la regularidad de las capas calcáreas se hace cada vez mayor hacia las zonas relativamente más profundas de la rampa, donde la tasa media de sedimentación también es más elevada (Fig. 6) (Valenzuela et al., 1986).



**Fig. 6:** Control de la topografía de la rampa en la distribución de las facies en la Formación Rodiles. Ejemplo de depresión local compensada gradualmente por relleno, y semiciclo de somerización y ralentización resultante (Valenzuela et al., 1986).

Siguiendo la secuencia estratigráfica, a estas rocas de estudio les sigue la Formación La Ñora, que está compuesta por conglomerados silíceos con lentes arenosas ocasionales que se posan discordantemente sobre la formación anterior. Estos materiales se han depositado en un ambiente perteneciente a un abanico aluvial (Valenzuela et al.,

1986). Se trata de un ambiente de sedimentación ya terrestre, con depósitos que corresponden a las zonas más próximas de abanico aluvial, en su mayoría compuesto por conglomerados (Fig. 7).

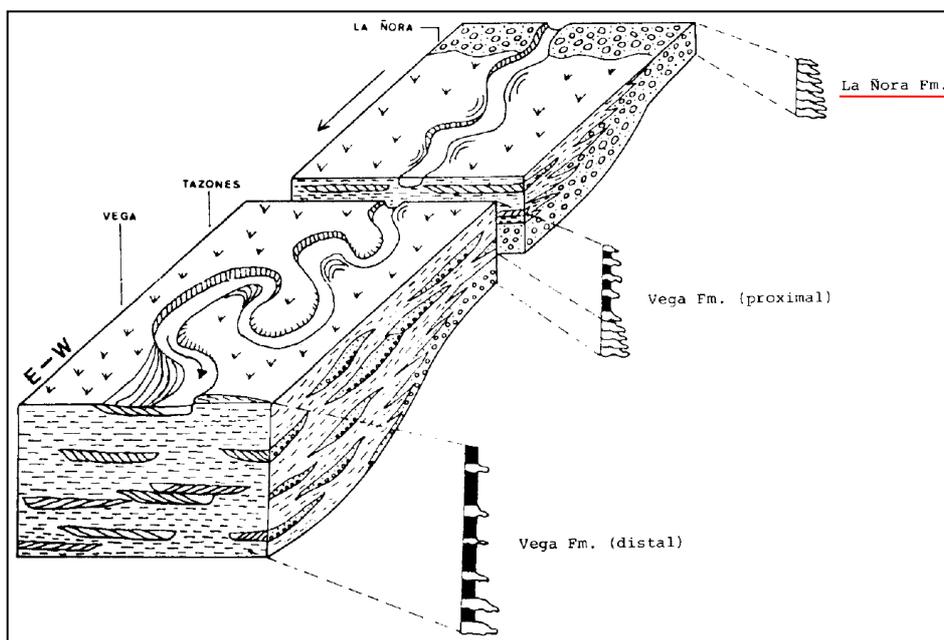


Fig. 7: Evolución ambiental y correlación entre la Formación La Ñora y la Formación Vega (Valenzuela et al., 1986).

#### 4. CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES

En la zona de estudio, las fallas y los pliegues son las estructuras principales. Son muy numerosas las fallas presentes en la zona y únicamente se han analizado aquellas que a priori podrían parecer más relevantes en base a su desplazamiento y/o longitud cartográfica. La serie estratigráfica es bastante monótona y no se han encontrado niveles guía que faciliten la identificación de los mismos en uno y otro bloque de las fallas, si bien en alguna ocasión se han podido establecer correlaciones, fundamentalmente en el acantilado. Las estrías y, a veces, la geometría de las capas en la zona de falla ha sido determinantes para establecer los tipos de falla, pero no así para cuantificar desplazamientos en la mayoría de los casos. Se han observado numerosas estrías horizontales o subhorizontales en los planos de fallas que indican movimientos de desgarre y se asocian a fallas de tipo strike-slip. Estas fallas pueden generar un movimiento aparente normal o inverso, dependiendo fundamentalmente del sentido de movimiento y el buzamiento de las capas a las que afecta. Es probable que al menos algunas de estas fallas sean fallas normales previas posteriormente rejugadas como fallas de strike-slip, si bien no se han encontrado dos sistemas de estrías que indiquen esta posibilidad. En la playa de Peñarrubia, inmediatamente al este de la zona estudiada, Lepvrier & Martínez-García (1990) describen una falla normal con un desplazamiento importante. Así mismo, otros autores Pieren et al. (1995), Pulgar et al. (1999) o Alonso

et al, (2009) describen sistemas de fallas normales en zonas próximas, dentro de la cuenca asturiana. En cualquier caso, no parece que ninguna de las posibles fallas normales de la zona de estudio diera lugar a desplazamientos importantes. Además, se han encontrado fallas inversas con pliegues menores asociados. Al igual que en el caso de las fallas de strike-slip, no se puede asegurar que sean fallas normales previas posteriormente rejugadas como inversas o bien se trate de fallas de nueva formación generadas durante la compresión terciaria. Debido fundamentalmente a la dificultad en muchas ocasiones para establecer los tipos de fallas o si se trata de estructuras que han actuado en varias ocasiones, se ha optado por clasificar las fallas de acuerdo con su orientación.

Por lo que se refiere a los pliegues, los hay a diferentes escalas. Los de escala cartográfica se identifican muy bien en la zona de playa, particularmente en momentos de marea baja, desde la parte alta del acantilado, aunque también pueden verse en el acantilado. Los pliegues a escala de afloramiento se han identificado fundamentalmente en las paredes del acantilado. Al igual que en el caso de las fallas, los pliegues se han clasificado teniendo en cuenta su orientación.

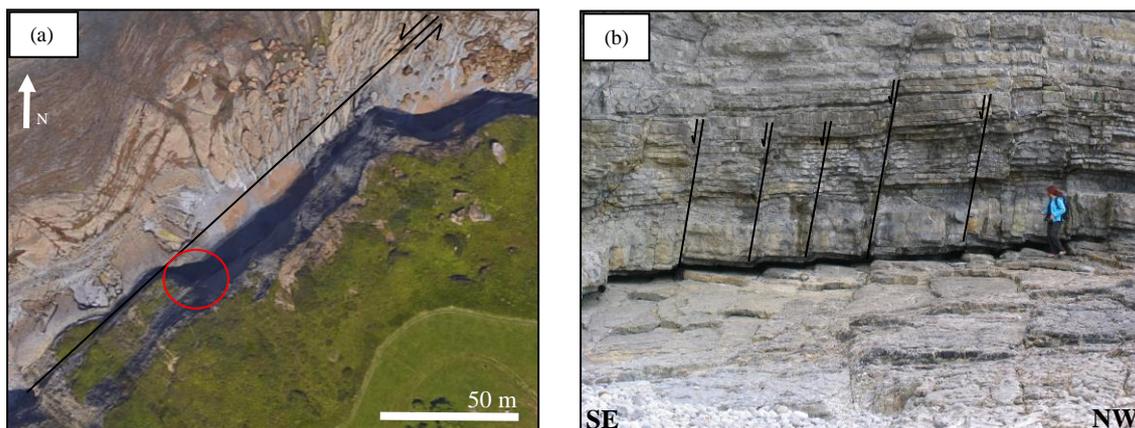
#### 4.1 Fallas

Se han medido alrededor de 80 fallas, aunque no todas tienen un tamaño suficiente como para trabajar a nivel cartográfico. En general, las fallas encontradas en la zona de estudio pueden dividirse en fallas con dirección NE-SW, otras con dirección NW-SE y otras de dirección E-W aproximadamente. Sin embargo, también pueden observarse algunas fallas con una dirección de N-S, pero estas son de una entidad menor.

##### *4.1.1 Fallas NE-SW*

Estas fallas se observan tanto a escala de afloramiento como a escala cartográfica, aunque las de menor tamaño son mucho más abundantes. Las fallas que pueden seguirse de una manera continua a través de los estratos situados en la playa se prolongan a lo largo de decenas de metros. Sin embargo, el desplazamiento que generan es de unos pocos decímetros (Fig. 8a).

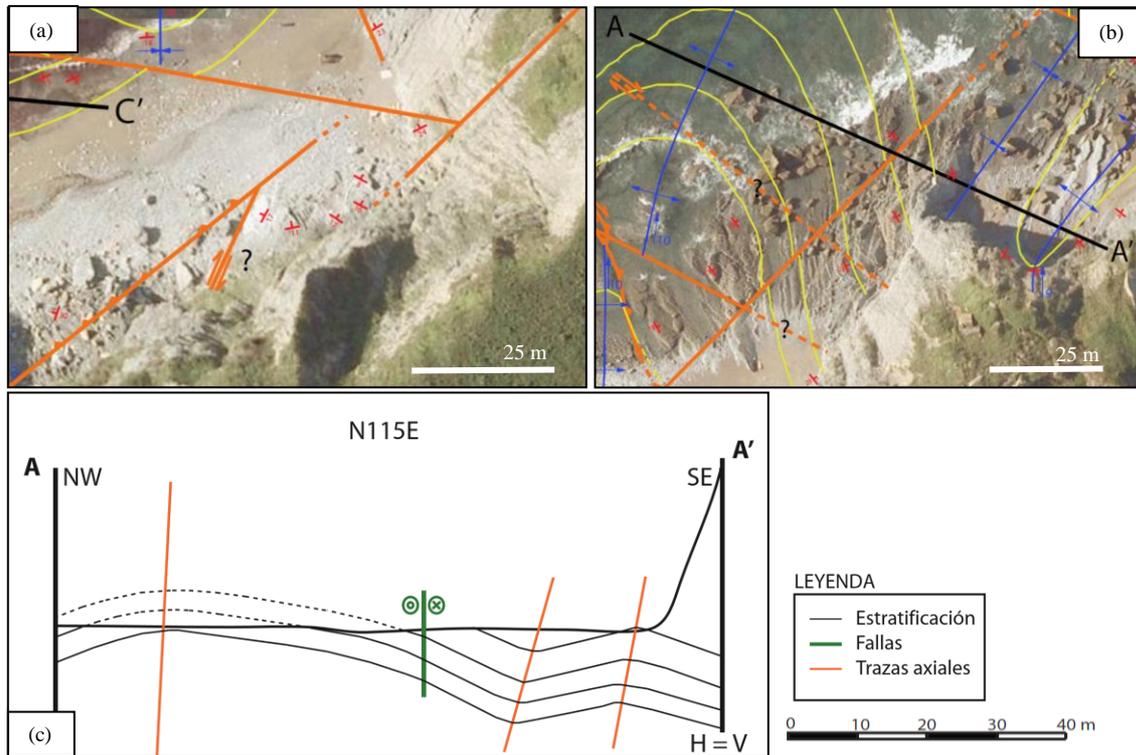
En algunas fallas se han podido ver indicaciones de movimiento, apuntando a que este tipo de fallas sufrió un movimiento de desgarre levógiro. Del mismo modo, observando la perspectiva vertical, se ha percibido un movimiento normal de los materiales, aunque esto podría ser aparente ya que no se ven estrías en la dirección de máxima pendiente del plano de falla. En alguna zona, este movimiento da lugar aparentemente a una estructura tipo dominó (Fig. 8b).



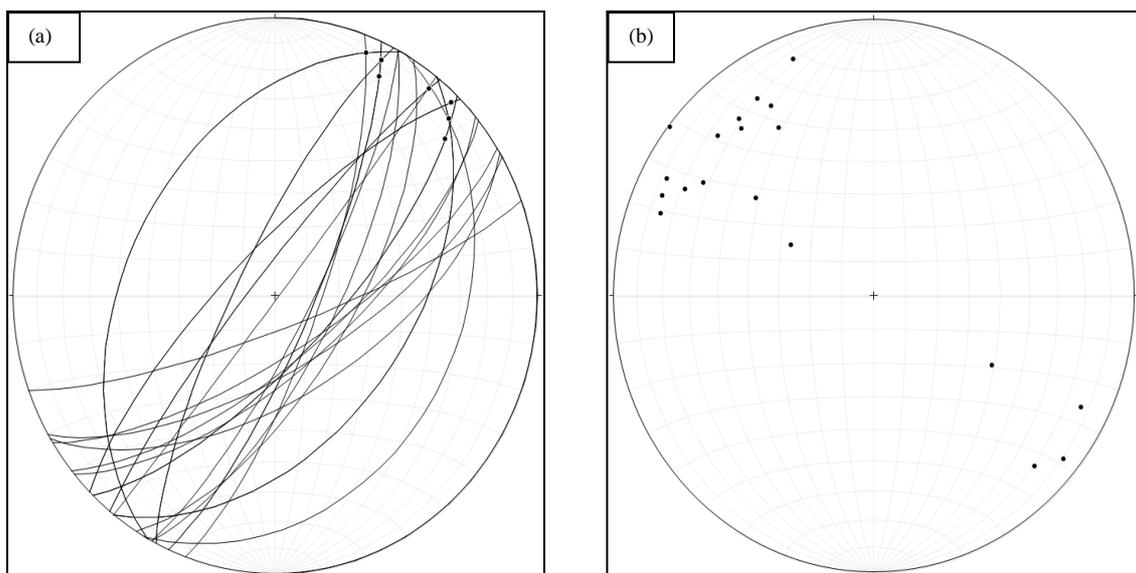
**Fig. 8:** (a) Imagen aérea mostrando un ejemplo de una falla con dirección NE-SW y movimiento levógiro (Google Maps, 2016). En rojo, está marcada la zona correspondiente a la imagen (b), que muestra una aparente estructura de fallas en dominó

Aunque estas fallas, alguna con un trazado extenso, no parecen generar mucho movimiento, sus efectos son, en ocasiones, bastante perceptibles. Por ejemplo, en la imagen de la figura 10a, que corresponde a una porción de la zona oeste del área estudiada, se ha interpretado una falla que separa capas con buzamientos diferentes a uno y otro lado de la misma, siendo entre  $24^\circ$  y  $30^\circ$  hacia el NW en el bloque NW (bloque undido), mientras que al SE de la falla no superan los  $17^\circ$  de inclinación en el mismo sentido. Esto indica un basculamiento de uno de los bloques de falla con respecto al otro. Las estrías asociadas a esta falla indican un movimiento de desgarre, si bien un basculamiento parece poco probable asociarlo a un movimiento puro de strike-slip. Esta posición de las capas a uno y otro lado de la falla podría deberse a un basculamiento como consecuencia de la formación de un pliegue de desgarre asociado al movimiento como falla normal previo de esta estructura. En esta misma imagen se observa que se produce el relevo de esta falla con otra situada un poco más al este dando lugar a un buzamiento anómalo de las capas en la zona de transferencia, que se inclinan en el sentido del rumbo de las dos fallas en relevo. En la figura 10b, se muestra una imagen de esta misma falla en una zona más al este. Aquí no se observa un cambio brusco de los buzamientos a uno y otro lado de la falla, como también puede observarse en el corte de la figura 10c. Esto indicaría que el movimiento que ha dado lugar al basculamiento se amortigua hacia el este.

Se han tomado 19 medidas de esta familia de fallas, obviando aquellas fracturas de tamaño menor. Sus rumbos varían entre N020E y N070E, y en general tienen unos buzamientos elevados que superan los  $60^\circ$ , aunque hay alguna excepción con buzamientos más bajos. La mayoría de estas fallas buzando hacia el SE, habiendo también alguna excepción buzando hacia el NW (Fig. 10).



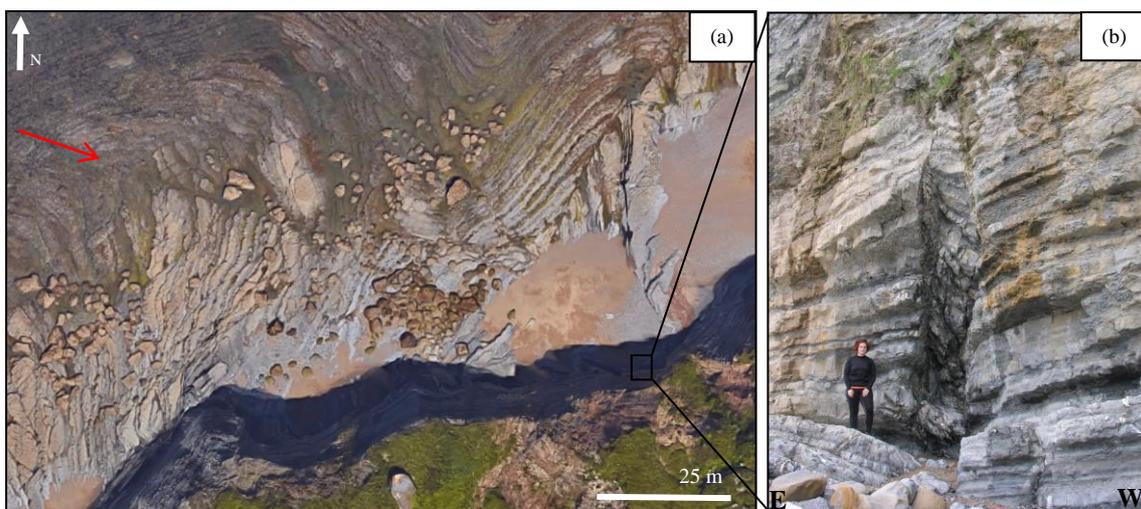
**Fig. 9:** (a) Imagen de un área situada al oeste de la zona de estudio en la que afloran dos fallas de rumbo NE-SW que se relevan, (b) imagen de la continuación de una de las dos fallas anteriores y (c) corte A-A' que atraviesa la falla de la imagen 10b.



**Fig. 10:** Proyección equiareal en el hemisferio inferior de todas las fallas NE-SW que se han medido ( $n = 19$ ), representado con Stereonet 9 (Allmendinger et al., 2016). (a) Planos de dichas fallas y estrías en aquellas que se ha podido medir. (b) Polos de las fallas medidas.

#### 4.1.2 Fallas NW-SE

Es la familia de fallas que se observa con mayor frecuencia en la zona de estudio tanto en fallas de trazado cartográfico, como en las menores. Al igual que las fallas mencionadas anteriormente, estas fallas se muestran a diferentes escalas; las fracturas en los acantilados en algunos casos derivan en lineaciones que se prolongan a lo largo de las capas presentes en la playa (Fig. 11). En algunas ocasiones, estas fallas de gran tamaño pueden llegar a superar los 100 m de longitud, aunque lo más frecuente es que se menor.

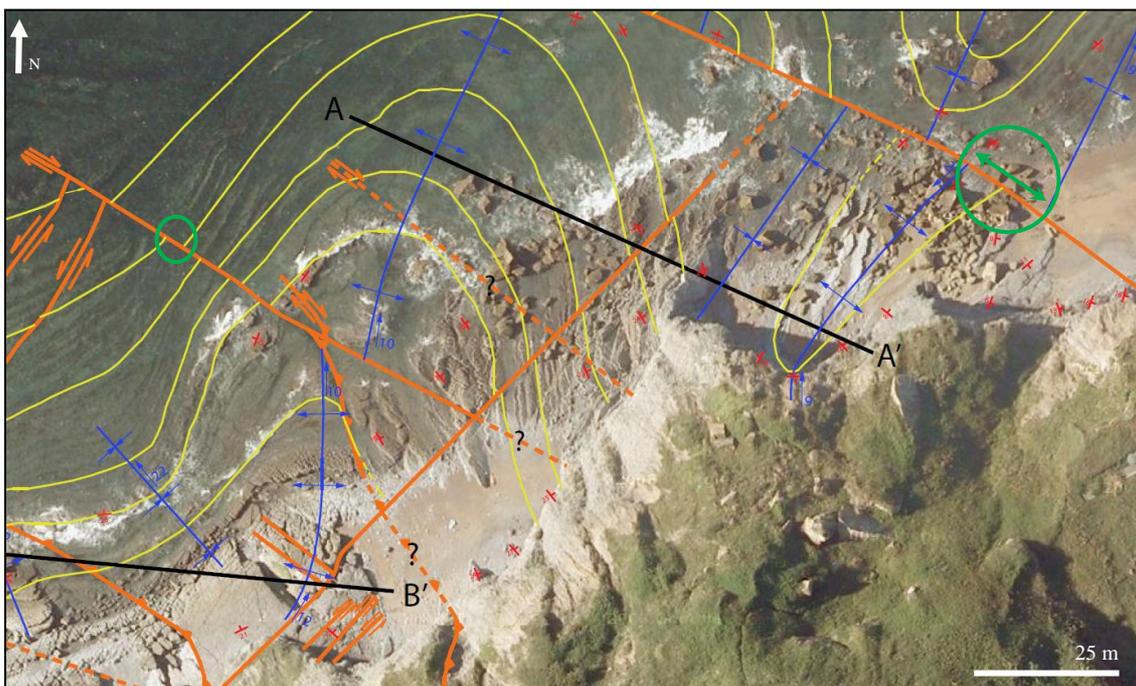


**Fig. 11:** (a) Imagen de una falla de gran tamaño de dirección NW-SE (Google Maps, 2016). Esta falla puede seguirse de manera continua atravesando estratos, y aparece en la pared del acantilado (b) formando una zona de falla donde las capas han sufrido una gran deformación.

Los indicadores de movimiento que se han encontrado muestran que estas fallas generaron un desplazamiento dextrógiro de los materiales (Fig. 12). Las fallas de mayor tamaño pueden llegar a causar desplazamientos de decenas de metros, mientras que aquellas fallas de menor índole desplazan unos pocos metros o apenas causan desplazamiento (Fig. 13). En los acantilados, al tratarse de fallas con un componente de desgarre muy claro, no puede apreciarse la cantidad de desplazamiento que involucran.



**Fig. 12:** Rocas deformadas formando sigmoides en la zona de falla que indican un movimiento dextrógiro.



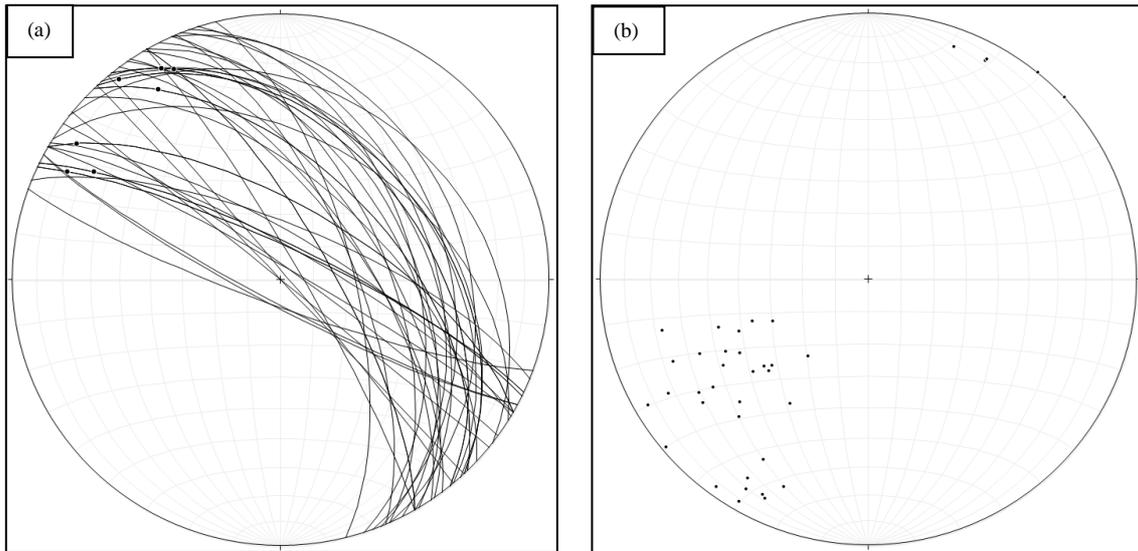
**Fig. 13:** Esta imagen muestra diversas fallas de dirección NW-SE, y el desplazamiento que generan en planta está marcado en verde. La falla de mayor tamaño, que es la que se encuentra en la esquina superior derecha de la fotografía, genera un desplazamiento de unos 20 m, mientras que otras fallas de menor tamaño que pueden verse en la imagen no llegan a los 5 m de desplazamiento.



**Fig. 14:** Cabalgamiento donde puede apreciarse tanto el salto como la deformación de los estratos.

También con esta misma dirección, es posible encontrar cabalgamientos en los que no se detecta movimiento alguno de desgarre (Fig. 14). En este caso, no se encuentran estrías indicativas de un movimiento strike-slip, y debido a que puede verse un pequeño pliegue asociado a la falla y a que se pueden identificar los mismos niveles estratigráficos a uno y otro lado de la falla, se deduce que se trata de un cabalgamiento. El salto que provoca esta fractura es de unos pocos decímetros. Este salto es más evidente en las capas más competentes.

Al ser una familia de fallas más abundante que la anteriormente descrita, el número de medidas que se han tomado también es superior. En total, se han medido 37 fracturas con direcciones entre N110E y N166E. Estas fracturas presentan una amplia gama de buzamientos; desde 30° hasta los 90° (Fig. 15). La mayor parte de las fallas comprendidas dentro de estas direcciones buzaban hacia el NE, habiendo alguna excepción. Hay que decir, que las fallas que buzaban hacia el SO son subverticales (buzamientos > 80°), y las direcciones de buzamiento pueden variar a lo largo de su trazado.

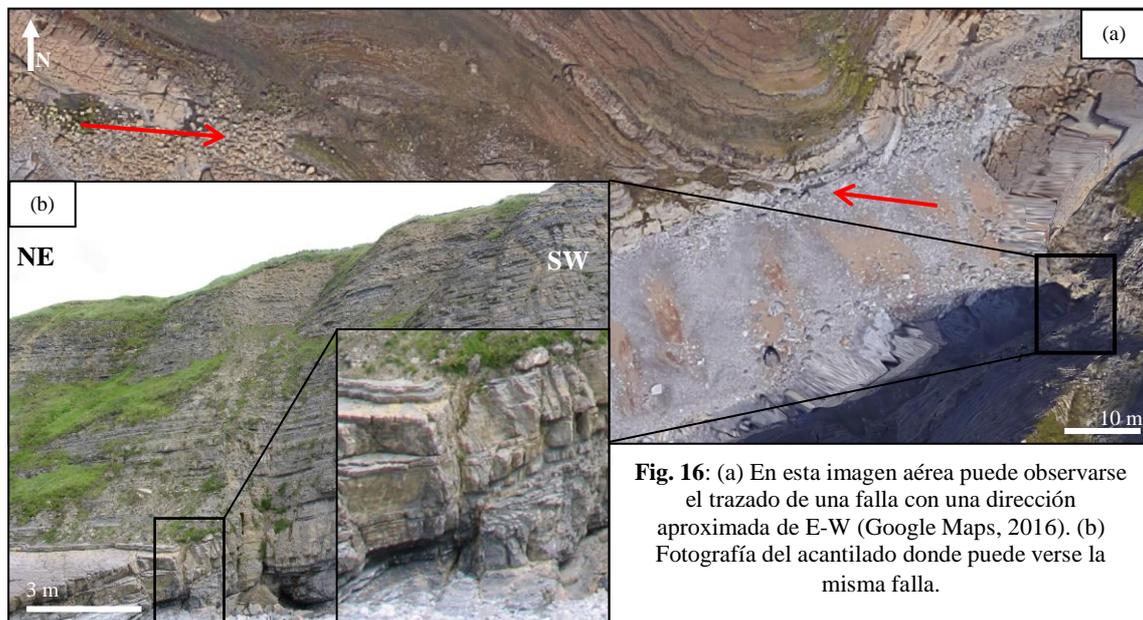


**Fig. 15:** Proyección equiareal en el hemisferio inferior de todas las fallas NW-SE que se han medido ( $n = 37$ ), representado con Stereonet 9 (Allmendinger et al., 2016). (a) Planos de dichas fallas y estrías en aquellas que se ha podido medir. (b) Polos de las fallas medidas.

#### 4.1.3 Fallas E-W

Las fallas con dirección este-oeste son las menos abundantes, y solo se han medido en la mitad oeste de la zona de estudio. Del mismo modo que ocurría con las fallas anteriormente descritas, estas también pueden apreciarse a diferentes escalas.

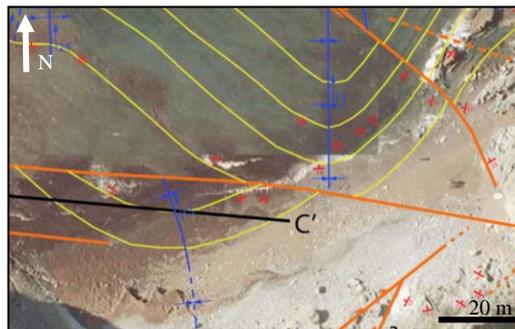
A una escala cartográfica, puede seguirse el trazado de estas fallas a lo largo de los estratos que afloran en la playa. Algunas de estas fallas de gran escala se pueden ver tanto en la playa como en su prolongación en los acantilados (Fig. 16). Sin embargo, en otras de menor tamaño no es posible hacer la correlación entre la zona de playa y el acantilado.



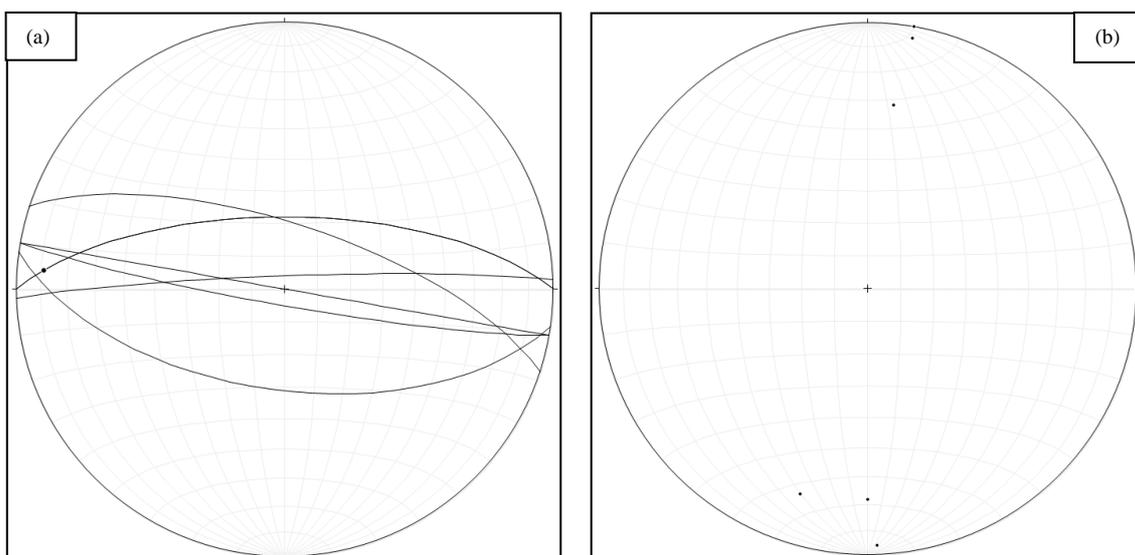
**Fig. 16:** (a) En esta imagen aérea puede observarse el trazado de una falla con una dirección aproximada de E-W (Google Maps, 2016). (b) Fotografía del acantilado donde puede verse la misma falla.

En cuanto al movimiento de estas fallas y el desplazamiento que generan, se trata de fallas dextrógiras capaces de trasladar los materiales a decenas de metros de distancia (Fig. 17). En algunos casos, también se detecta una componente normal (estrías con un pitch de  $12^\circ$  NW).

En toda la zona de estudio, solamente se han llegado a medir 6 fallas de este tipo (Fig. 18). El rango de dirección en el que se mueven estas fallas es mucho más reducido: de N088E hasta N100E. Todas tienen unos buzamientos elevados, desde los  $59^\circ$  hasta los  $90^\circ$ . Estas fallas buzán tanto hacia el norte como hacia el sur, pero dada su verticalidad muchas veces no es fácil determinar la dirección de buzamiento.



**Fig. 17:** Imagen que muestra el desplazamiento generado por una falla E-W en la charnela de un sinclinal (en color verde).



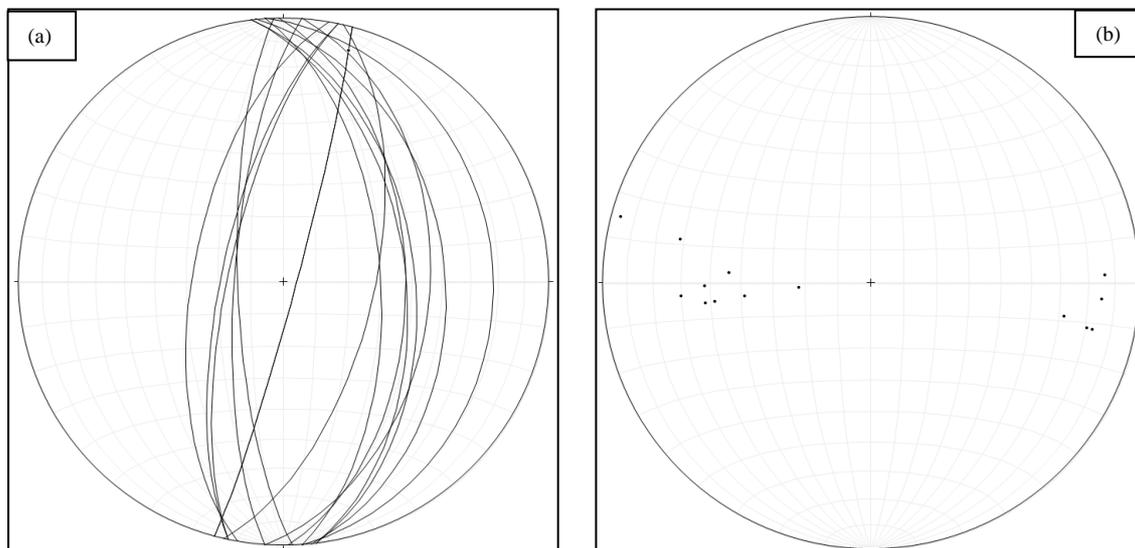
**Fig. 18:** Proyección equiareal en el hemisferio inferior de todas las fallas E-W que se han medido ( $n = 6$ ), representado con Stereonet 9 (Allmendinger et al., 2016). (a) Planos de dichas fallas y estrías en aquellas que se ha podido medir. (b) Polos de las fallas medidas.

#### 4.1.4 Fallas N-S

De todas las familias de fallas que se han encontrado en la zona de estudio, esta última es sin lugar a dudas la que menor deformación ha generado en los materiales presentes en la playa de Peñarrubia. Estas fallas con direcciones cercanas a N-S no alcanzan longitudes mayores de la veintena de metros, y en los casos donde más desplazamiento hay provocan un movimiento decimétrico.

Con los indicios que se han observado en el campo se llega a deducir que estas fallas se mueven con un movimiento dextrógiro, y en algunas ocasiones en el acantilado se perciben como cabalgamientos.

De esta familia de fallas se han tomado 14 medidas, con direcciones comprendidas entre N353E y N015E y buzamientos que abarcan casi todo el rango ( $22^{\circ}$ - $86^{\circ}$ ). Las hay buzando tanto hacia el E como hacia el O, y en alguna falla se ha podido medir el pitch de las estrías (Fig. 19).



**Fig. 19:** Proyección equiareal en el hemisferio inferior de todas las fallas N-S que se han medido ( $n = 14$ ), representado con Stereonet 9 (Allmendinger et al., 2016). (a) Planos de dichas fallas y estrías en aquellas que se ha podido medir. (b) Polos de las fallas medidas.

#### 4.2 Pliegues

Las rocas de edad jurásica que afloran en la zona estudiada están deformadas por pliegues mayoritariamente laxos de escala cartográfica que aparecen representados en el mapa adjunto y que se pueden ver en la imagen de la figura 20. Estos pliegues también pueden identificarse en las paredes del acantilado.

Pueden distinguirse dos generaciones diferentes de pliegues: con ejes de dirección NE-SW, cuya inmersión es inferior a  $15^{\circ}$  y con trazas axiales subverticales (salvo un pliegue sinclinal y un pliegue anticlinal situados en el ala oriental y con una vergencia hacia el SE) y otros con ejes de dirección NW-SE, que se inclinan hasta  $25^{\circ}$  y también con planos axiales subverticales. No se ha podido establecer una asociación entre los pliegues mayores de escala cartográfica y las fallas mayores. No obstante, se han interpretado pliegues a menor escala asociados a cabalgamientos o fallas inversas con trazas axiales paralelas o subparalelas a las fallas y algo más apretados.

Al igual que las fallas, para describir los pliegues, éstos se han clasificado de acuerdo con su orientación. Algunos ejes de pliegues se han podido medir directamente en el campo y otros se han determinado por proyección estereográfica con ayuda del programa Steronet 9 (Allmendinger et al., 2016) a partir de datos de buzamiento de las capas en los flancos.

#### 4.2.1 Pliegues con ejes NE-SW

Este tipo de pliegues es el más habitual y el más evidente a lo largo de toda la zona de estudio. Son pliegues que afloran tanto en el acantilado como en planta (Fig. 20). Son pliegues con trazas axiales decenas de metros y longitud de onda de hasta 100 metros, bastante laxos cuyos ejes no superan los  $15^\circ$  de inclinación. Los datos medidos muestran que se trata de unos pliegues con un ángulo entre flancos muy elevado, superando los  $140^\circ$  en todos los casos y llegando hasta los  $163^\circ$  y planos axiales subverticales; a excepción del anticlinal y el sinclinal situados en el SE del corte A-A', que son vergentes hacia el SE (Anexo 3). La mayor parte de estos pliegues poseen charnelas redondeadas.

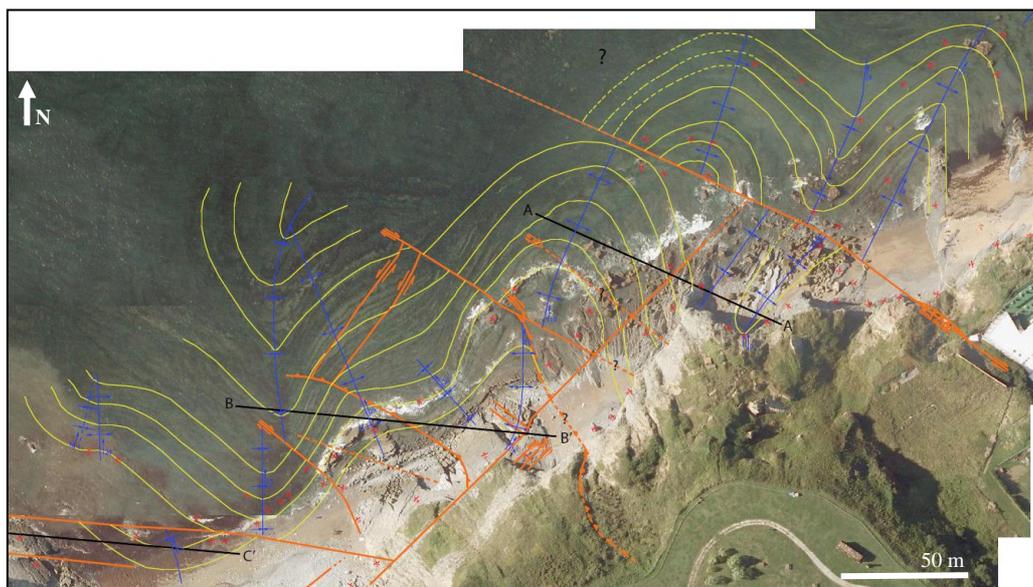


**Fig. 20:** Vista aérea de la playa de Peñarrubia donde pueden distinguirse a primera vista los pliegues a escala cartográfica. Imagen tomada de Google Maps (2016).

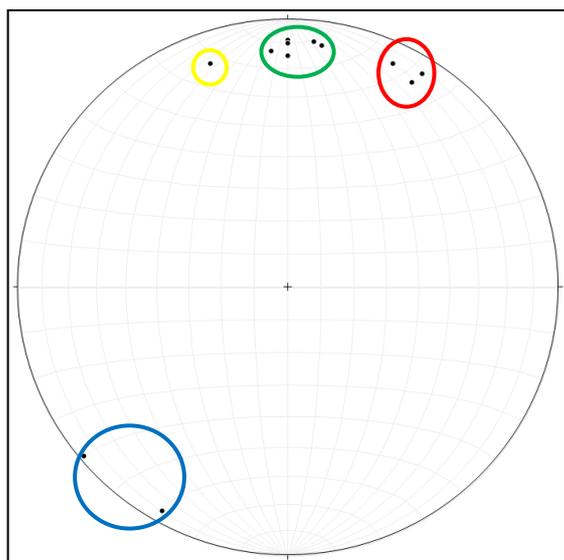
Dentro de este grupo de pliegues, se han incluido también pliegues de orientación aproximadamente N-S situados en la parte oeste de la zona estudiada y que aparecen representados en el extremo occidental de la figura 21. Se ha interpretado que las trazas axiales de estas estructuras están dobladas a partir de la mitad oeste de la playa hacia el SW, de manera que sus planos axiales pasan de tener unas direcciones aproximadas de N030E a colocarse prácticamente en dirección N-S, con una inclinación subvertical ( $>85^\circ$ ). Del mismo modo, también cambia la orientación de los ejes de los pliegues, aunque sus inmersiones siguen siendo similares.

Además, los pliegues también están afectados por fallas que los cortan y desplazan. En el mapa adjunto (anexo 2) se puede observar cómo tanto los flancos de los pliegues como sus trazas axiales están desplazados.

A partir de los buzamientos de los flancos (47 medidas de estratificación), se ha podido calcular mediante proyección estereográfica los ángulos entre flancos, los ejes de los pliegues y los planos axiales. Las orientaciones de los ejes que se han calculado pueden observarse en la figura 22.



**Fig. 21:** Cartografía de la zona estudiada, donde puede observarse cómo los ejes de los pliegues van tomando direcciones cercanas al N-S hacia el oeste. Del mismo modo, también se distingue cómo los pliegues a lo largo de la playa son cortados por fallas. Imagen tomada de Google Earth (2016).

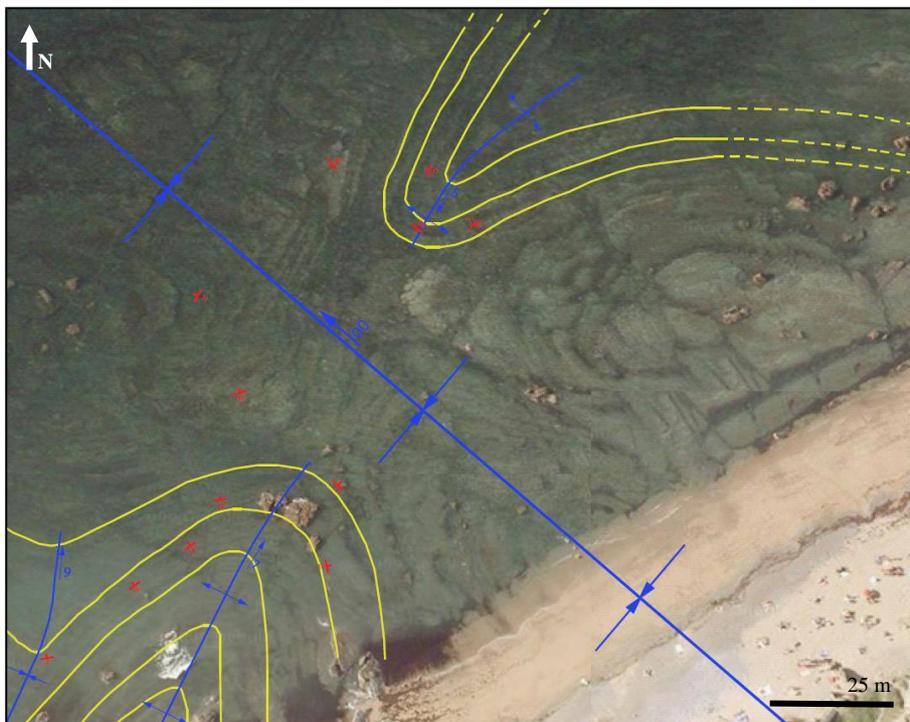


**Fig. 22:** Proyección equiareal en el hemisferio inferior de todos los ejes de pliegues con dirección NE-SW calculados mediante datos de buzamientos ( $n = 47$ ), representado con Stereonet 9 (Allmendinger et al., 2016). Los círculos rojo y azul, indican los ejes de los pliegues que todavía mantienen esa dirección NE-SW. La inclinación hacia el NE (círculo rojo) y hacia el SW (círculo azul) de los ejes es debida a que estos pliegues fueron deformados por un sinclinal mayor posterior. El círculo verde, indica los ejes que debido a una deformación posterior han rotado y se han colocado en una dirección N-S, siempre buzando hacia el norte. Por último, el eje redondeado en amarillo representa el eje de un sinclinal al oeste de la playa, que además de ser reorientado por un pliegue posterior también ha sido desplazado por el movimiento de una falla E-W dextrógira, causando que el eje de este sinclinal en este punto sea 341/13.

#### 4.2.2 Pliegues con ejes NW-SE

En mapas previos (Julivert et al., 1973) se interpreta la existencia de un sinclinal de extenso trazado cartográfico con esta dirección que atraviesa la playa de Peñarrubia (Fig. 3). En este trabajo se ha podido identificar este pliegue de dirección NW-SE gracias al cambio de inclinación de los ejes de los pliegues de dirección NE-SW anteriormente descritos. Así, en la zona central de la playa de Peñarubia los ejes de los pliegues de dirección NE-SW se inclinan hacia el NE en lo que correspondería al flanco suroccidental del sinclinal NW-SE, y se inclinan en sentido contrario en el extremo oriental de la zona estudiada (Figs. 22 y 23). Además de este gran sinclinal, se han observado otros dos pliegues con esta misma dirección.

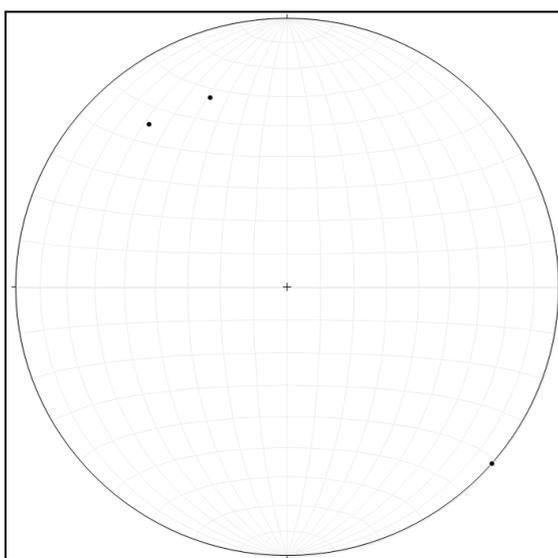
Los pliegues son todavía más laxos que los descritos en el capítulo anterior, con unos ángulos entre flancos de  $154^\circ$ ,  $160^\circ$  y  $165^\circ$  y planos axiales subverticales. Los ejes se inclinan desde la horizontal, caso del pliegue de mayor trazado, hasta los  $22^\circ$  y  $25^\circ$  en el caso de los otros dos. Estos pliegues de dirección NW-SE deforman a los pliegues de dirección NE-SW descritos anteriormente y por tanto son posteriores a ellos. (Fig. 23).



**Fig. 23:** Imagen de un pliegue de dirección NE-SW deformado por otro de dirección NW-SE en el extremo este de la zona estudiada.

Del mismo modo que con los pliegues descritos anteriormente, también se han calculado los ejes de estos pliegues con los datos disponibles (11 medidas de estratificación). Esto aparece representado en la figura 24.

**Fig. 24:** Proyección equiareal en el hemisferio inferior de todos los ejes de pliegues con dirección NW-SE calculados mediante datos de buzamientos ( $n = 11$ ), representados con Stereonet 9 (Allmendinger et al., 2016). El eje horizontal es el del pliegue sinclinal de mayor tamaño.

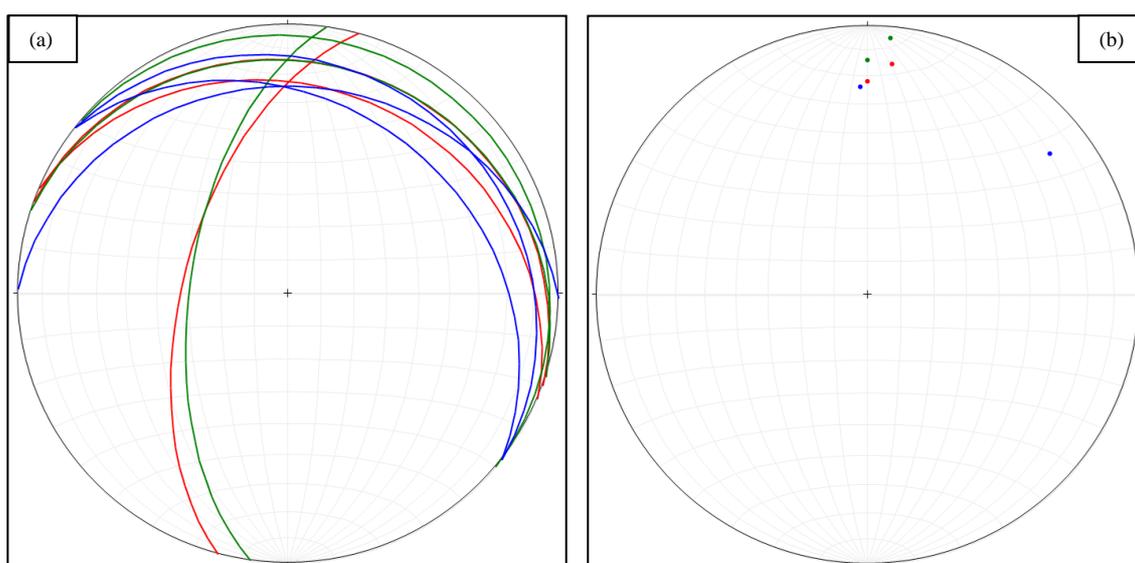


#### 4.2.3 Pliegues asociados a fallas inversas (cabalgamientos)

Son pliegues de dirección N-S de menor tamaño que los anteriormente descritos y que son más fácilmente identificados en el acantilado que en su prolongación hacia la playa (Fig. 25). Se trata de pliegues más angulosos y apretados que los de los apartados anteriores con ángulos entre flancos que van desde los  $115^\circ$  en el acantilado a  $160^\circ$  algo más hacia el N, medidos en la zona de la playa asociados a cabalgamientos o fallas inversas (ver mapa adjunto y Fig. 26). Los planos axiales de ambos pliegues son subverticales ( $75^\circ$ - $80^\circ$ ) y vergentes hacia el W.



**Fig. 25:** Imagen de la parte occidental de la zona estudiada donde se observa un par anticlinal-sinclinal asociado a fallas inversas y con vergencia hacia el oeste.



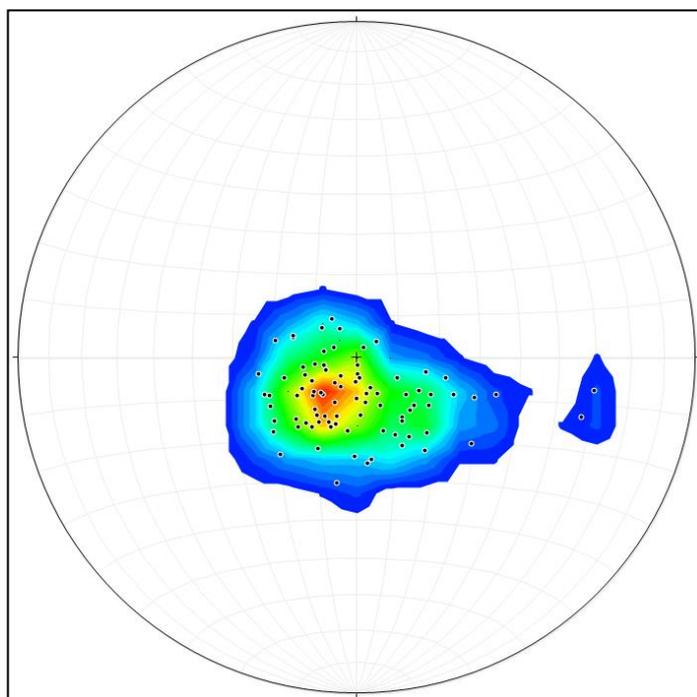
**Fig. 26:** (a) Proyección equiareal en el hemisferio inferior de. Flancos de los pliegues relacionados con cabalgamientos. En verde están representados los datos medidos en el acantilado, en rojo los datos medidos en planta y en azul los datos tomados mar adentro. (b) Ejes de pliegues asociados a cabalgamientos. Datos representados con con Stereonet 9 (Allmendinger et al., 2016).

## 5. ESTRUCTURA GENERAL

A partir de los datos de campo y de la cartografía se han construido tres cortes geológicos. Estos cortes se han hecho en diferentes direcciones: uno en una dirección aproximada de N115E y los dos siguientes con una dirección N095E, ya que son direcciones perpendiculares a los planos axiales de los pliegues más numerosos reconocidos en la zona estudiada. La traza de estos cortes puede observarse en el mapa del anexo 2.

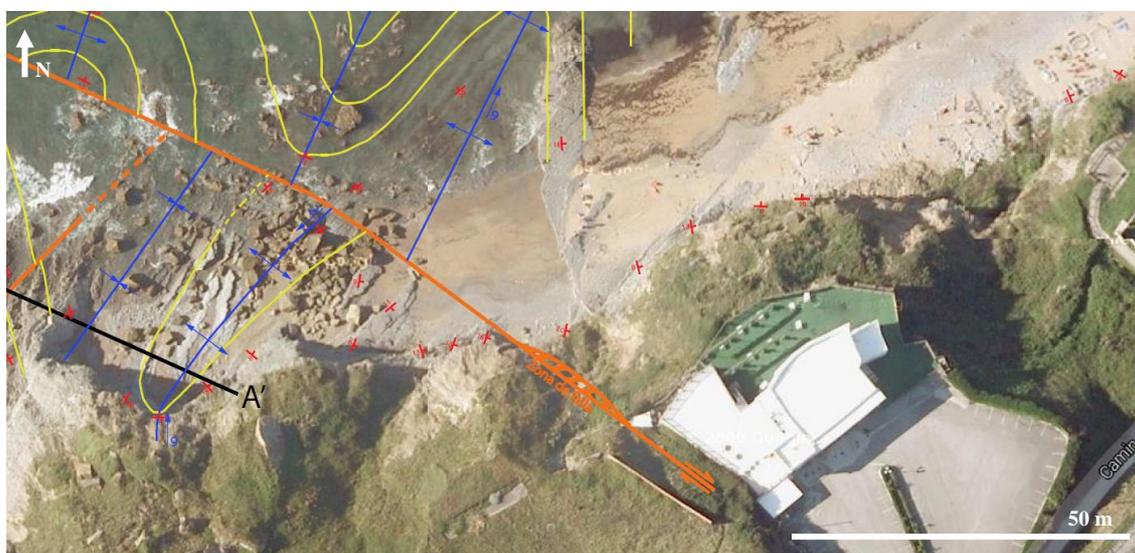
Las capas tienen buzamientos bajos, como máximo de 35°, a excepción de un flanco del pliegue en caja que se observa en la figura 24 que alcanza alrededor de 60°. El promedio de estos buzamientos es de 15,3° y la moda de 18° (Fig. 27).

La estructura general que se observa a partir de la cartografía y de los tres cortes geológicos consiste en dos anticlinales y dos sinclinales mayores de dirección NE-SW. El otro sistema de pliegues, de dirección NW-SE, es subparalelo a los cortes por lo que sus efectos apenas se observan en los mismos. De éstos últimos, el de mayor escala es el sinclinal responsable de que los ejes de los pliegues del sistema de dirección NE-SW se inclinen hacia el SW únicamente en el extremo occidental de la zona estudiada, siendo el azimut de sus ejes 215°. Tras atravesar el gran sinclinal con dirección N130E, hacia la parte oriental de la zona estudiada, todas las charnelas buzan hacia el N o NE.



**Fig. 27:** Proyección equiareal en el hemisferio inferior de la estratificación de las capas en la zona estudiada (n = 88). Se representan los polos de las capas y un diagrama de contornos en 1% de área (% de puntos / 1% de área). Representado con Stereonet 9 (Allmendinger et al., 2016). Los puntos aislados en la parte E del estereograma son los que pertenecen al flanco del pliegue en caja.

El corte geológico A-A', es el situado más al NE de los tres. En este corte se representan tres pliegues mayores que de este a oeste son: anticlinal-sinclinal anticlinal. Este corte se ha realizado al S de la que parece ser la falla importante más occidental. La traza de esta falla supera la centena de metros y genera una zona de falla especialmente evidente en el acantilado y produce un desplazamiento bastante considerable de los pliegues. Entre esta falla y el límite este de la zona estudiada, en el acantilado, no se aprecia la presencia de grandes fallas y las rocas están poco deformadas, con estratos subhorizontales cuyos buzamientos oscilan entre  $6^\circ$  y  $10^\circ$  y el azimut de la línea de máxima pendiente varía entre  $0^\circ$  y  $80^\circ$  (Fig. 28). La figura 29, un poco más al SW de la anterior y que corresponde a la parte central de la zona estudiada, permite ver una zona mucho más afectada por fallas, tanto de rumbo NW-SE como NE-SW y también se observa el más occidental de los pliegues mayores, que es un sinclinal.



**Fig. 28:** En esta imagen pueden observarse las direcciones y los buzamientos de los estratos de la parte occidental de la zona estudiada.

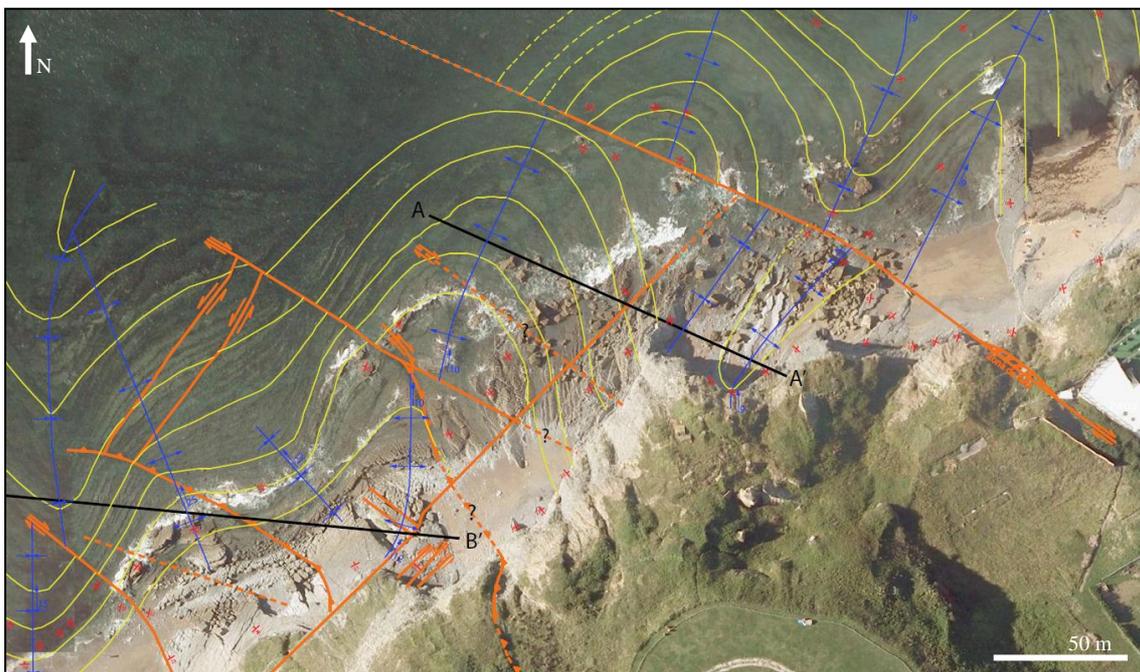
Aquí afloran fallas con dirección NE-SW con movimiento levógiro y fallas con dirección NW-SE con movimiento dextro. Ambas familias de fallas son subverticales, con buzamientos superiores a los  $80^\circ$  en la mayoría de los casos. La traza de muchas de estas fallas es de grandes dimensiones. Las fallas con direcciones NW-SE causan un desplazamiento mayor que las fallas senestras.

En esta zona central se observa uno de los cabalgamientos de escala cartográfica que ha podido medirse en la playa de Peñarrubia, de dirección NW-SE y que genera un salto de unos pocos decímetros (corte geológico B-B').

En esta zona, los buzamientos de las capas van cambiando dependiendo fundamentalmente de la posición que ocupan los pliegues. Las capas que buzaban hacia el noreste tienen líneas de máxima pendiente con un azimut aproximado de  $60^\circ$ , y los estratos que buzaban hacia el noroeste de  $295^\circ$ .

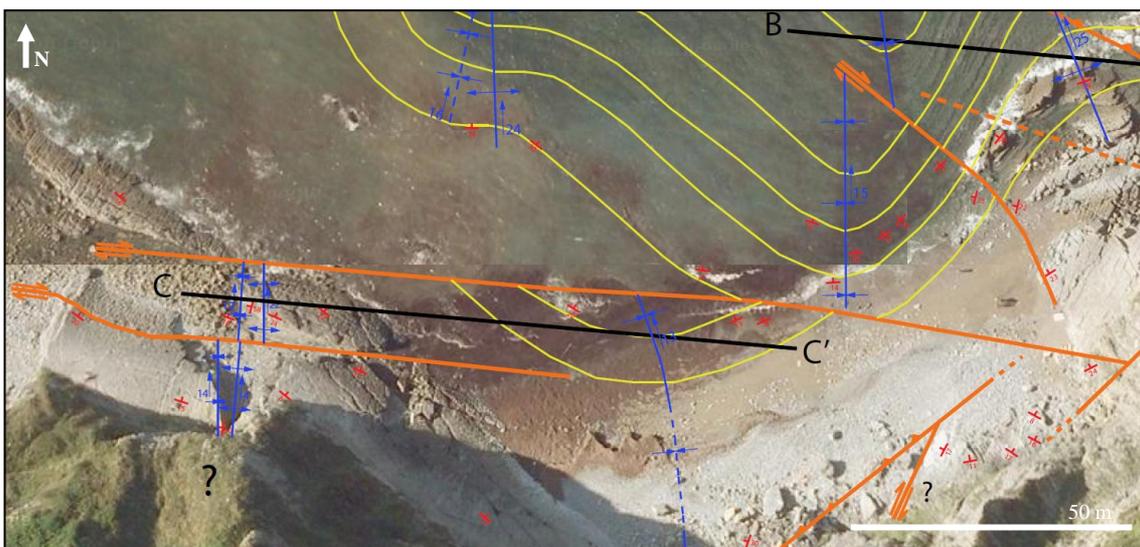
En este sector se reconocen dos pliegues de dirección N130E y N140E que deforman a los pliegues de dirección NE-SW. Los efectos de estos pliegues se pueden

ver en la pequeña deformación que se produce en el flanco común del anticlinal y sinclinal que aparecen representados en el corte geológico B-B', así como en la cartografía por el giro suave de las capas en este mismo flanco (Fig. 29).



**Fig. 29:** Cartografía de la parte central de la zona de estudio.

En la zona más occidental de la playa, únicamente se observa el sinclinal más occidental y otro de los cabalgamientos a escala cartográfica con un par de pliegues (anticlinal-sinclinal) asociados (Fig. 30 y corte geológico C-C'). El eje del pliegue sinclinal tiene una dirección aproximada N-S. En el flanco oriental de este pliegue las capas buzan entre  $35^\circ$  y  $8^\circ$  hacia el NW, y en el otro flanco los estratos buzan entre  $17^\circ$  y  $31^\circ$  hacia el NE.



**Fig. 30:** Cartografía del área oeste de la zona de estudio, donde pueden observarse todas las estructuras que se han formado, así como el trazado del corte C-C'.

En esta zona aparecen las únicas fallas de dirección E-W de escala cartográfica, que con un movimiento dextrógiro provocan el desplazamiento del eje del sinclinal que se ha mencionado previamente.

En el extremo occidental de la zona estudiada y del corte geológico C-C', aparecen los cabalgamientos y pliegues asociados a ellos que provocan que las capas adopten un buzamiento inusualmente alto en la zona de estudio. Así, el flanco que tienen en común el pliegue anticlinal y el sinclinal buza alrededor de 60°.

## **6. CRONOLOGÍA DE LAS ESTRUCTURAS**

A pesar del gran número de estructuras presentes en la zona (pliegues y fallas), no ha podido establecerse el orden cronológico entre todas ellas. Parece claro que, de los dos sistemas de pliegues mayores observados en la zona, el de orientación NW-SE debe ser el posterior puesto que deforma a los pliegues del otro sistema. Así, este último sistema de pliegues podría ser el responsable de un giro en la zona oeste de la playa de Peñarrubia que previamente tendrían una dirección NE-SW y en la actualidad muestran dirección N-S. Del mismo modo, en esta zona pueden verse fallas con dirección E-W con movimiento dextro que previamente pudieron haber tenido una dirección NW-SE. Aunque en el capítulo de fallas se han considerado como una familia aparte, si su posición actual se debe a un giro posterior se podrían considerar como fallas pertenecientes al grupo de dirección NW-SE.

La mayor parte de las fallas a escala cartográfica cortan a los pliegues y, por tanto, deberían ser posteriores a ellos. No obstante, no se han encontrado relaciones claras de corte entre las tres familias de fallas para establecer un orden. Los autores que han trabajado en la cuenca asturiana proponen un proceso de extensión que daría lugar a las primeras estructuras, fundamentalmente fallas normales, y además citan las tres direcciones principales coincidentes con la orientación de las fallas interpretadas en esta zona de estudio (si se consideran las de dirección E-W como originalmente en esa posición). Es por tanto probable, que al menos algunas de las fallas reconocidas en la zona estudiada podrían haber actuado como fallas normales durante esta primera etapa si bien, como se ha indicado anteriormente, no se han encontrado estrías que indiquen este movimiento, y los desplazamientos serían en todo caso pequeños. No obstante, hay evidencias de fallas normales de dirección NW-SE inmediatamente al este de la zona estudiada (Lepvrier & Martínez-García, 1990). Por lo que se refiere a los dos sistemas de pliegues mayores tampoco se tienen evidencias claras de que éstos se formaran durante esta etapa de extensión. De formarse durante esta etapa se podrían asociar pliegues y fallas de acuerdo con el paralelismo entre ambos tipos de estructuras y, por tanto, el sistema de fallas NE-SW sería previo al sistema NW-SE.

Después de esta etapa extensional, tuvo lugar un periodo compresivo, durante el cual se formaron los escasos cabalgamientos y los pliegues asociados a ellos que se

encuentran en la zona de estudio. No obstante, no se puede asegurar de que se trate de estructuras de nueva generación o bien se trate de fallas inversas como consecuencia de la reactivación de fallas normales previas. Tal y como se ha indicado en el párrafo anterior, no tenemos la certeza de que los sistemas de pliegues mayores se formaran durante el evento extensional (uno o los dos), pero lo más probable es que de ser así éstos hubieran sufrido posteriormente un reapretamiento durante la etapa de compresión. Esta etapa también dio lugar a la aparición de las fallas de desgarre (o reactivación de fallas previas activadas como tal). Estas fallas de desgarre no poseen un componente horizontal puro. En aquellas donde se han podido medir las estrías y fibras de crecimiento, se ha visto que en todas ellas tienen un pitch de  $\pm 10^\circ$  que buza hacia el norte (NE o NW). En el caso de que se trate, al menos en algunos casos, de fallas normales anteriores reactivadas, parece que el movimiento de desgarre ha eliminado cualquier indicio de actividad previa. Las fallas de desgarre, muy abundantes en la zona, cortan a todas las otras estructuras por lo que serían las últimas en formarse.

El sentido de movimiento, y por tanto el tipo de fallas que se generan durante la compresión depende de la orientación de cada familia. Así, las fallas de dirección NW-SE actúan como fallas dextrógiras, mientras que las fallas de dirección NE-SW lo hacen como levógiras, lo que estaría de acuerdo con una compresión aproximadamente N-S, que es la propuesta por los autores que han trabajado en la cuenca asturiana (Lepvrier & Martínez-García, 1990; Pulgar et al., 1999; Alonso et al., 2009; Uzkeda et al., 2013). Además, las fallas con direcciones NW-SE provocan un mayor movimiento que aquellas con direcciones NE-SW.

Observando las estructuras representadas en el mapa confeccionado (anexo 2), pueden deducirse las direcciones de los esfuerzos tanto distensivos como compresivos. Asumiendo que al menos algunas fallas de todas las familias corresponden a estructuras formadas durante la extensión, el eje principal de máximo esfuerzo extensivo  $\sigma_3$ , tendría una dirección aproximada de NNE-SSW. Esto coincidiría con artículos previos de otros autores que sitúan una fase de rifting con esta dirección producida por la apertura del Golfo de Bizkaia durante el Mesozoico (Lepvrier & Martínez-García, 1990; Uzkeda, 2013; Alonso, 2014). Por otro lado, considerando fundamentalmente las fallas de desgarre y las fallas inversas y pliegues asociados a ellas, se interpreta que el eje máximo de esfuerzo compresivo  $\sigma_1$  tiene una orientación similar, siendo este también NNE-SSW. Esta dirección de refuerza la teoría de que las fallas en posición E-W de la zona oeste de la playa han sido desplazadas posteriormente; ya que, si hubieran tenido esa posición inicial, con un  $\sigma_1$  con dirección NNE-SSW esas fallas apenas generarían movimiento. Esta dirección también es muy similar a la mencionada por diversos autores para la compresión ocurrida en este sector durante la Orogenia Alpina (Lepvrier & Martínez-García, 1990; Uzkeda, 2013; Alonso, 2014).

## 7. CONCLUSIONES

Estudios previos realizados por diversos autores en el campo de la estratigrafía en la zona de estudio, dentro de la Cuenca Asturiana, han permitido determinar que los sedimentos que afloran en la mitad occidental de la playa de Peñarrubia pertenecen a la Formación Rodiles. La mayor parte de los materiales que se han estudiado pertenecen al Miembro Santa Mera de dicha formación, aunque en la zona oeste es visible el Miembro Buerres. En general, ambos miembros están formados por una alternancia rítmica de calizas y margas que van cambiando en proporción dependiendo de la zona. Todos estos materiales pertenecen al Jurásico; desde el Jurásico Inferior hasta el Jurásico Medio (Sinemuriense – Pliensbachiense – Toarciense – Aalenense – Bajociense).

El estudio de las estructuras ha permitido reconocer tres sistemas de fallas principales: NE-SW, NW-SE y E-W. En general se trata de fallas con buzamientos muy altos y todas las estrías que se han observado en los planos de falla de las tres familias son subhorizontales y por tanto indican movimiento de desgarre; si estas fallas, o algunas de ellas, tuvieron un desplazamiento previo a este como fallas normales no está claro, porque pudo superponerse esta última fase borrando cualquier rastro de movimiento previo. Por lo tanto, no resulta sencillo determinar si estas fallas sufrieron un movimiento anterior y luego se reactivaron o si son fallas de nueva generación. Los datos aportados en trabajos previos en zonas muy próximas y lo que se observa inmediatamente al este de la zona estudiada, aunque no se incluye en este trabajo, parece indicar la presencia de fallas normales con las mismas direcciones que las anteriormente mencionadas. También se ha detectado alguna falla menor de dirección N-S. Los sistemas NW-SE y E-W corresponden a fallas dextrógiras, mientras que el sistema NE-SW corresponde a fallas levógiras. El desplazamiento que involucran las fallas de dirección NW-SE es mayor que el que causan las fallas NE-SW.

Se han interpretado dos generaciones de pliegues: una primera generación con los ejes en dirección NE-SW y una segunda generación con ejes NW-SE que deforma los pliegues anteriores. Se trata de pliegues muy suaves con ángulos entre flancos muy altos, charnelas redondeadas y planos axiales subverticales de forma que los buzamientos de las capas no exceden los 35° generalmente hacia el norte. Excepcionalmente las capas se inclinan con mayor buzamiento debido a pliegues de menor tamaño, más apretados y con charnelas más angulosas asociados a fallas inversas o cabalgamientos vergentes hacia el oeste. Estos pliegues son muy escasos y solo aparecen en la parte oeste de la zona estudiada.

Las estructuras se han desarrollado durante un evento extensional que se ha relacionado con el proceso de rifting que provocó la apertura del Golfo de Bizkaia. y con otro compresivo posterior durante el Terciario asociado con la Orogenia Alpina. Estas fases ya habían sido determinadas con anterioridad por diversos autores en zonas

próximas dentro de la Cuenca Asturiana. Se ha interpretado un eje de máximo esfuerzo extensional  $\sigma_3$  de dirección NNE-SSW, coincidiendo la dirección que ya le habían atribuido previamente otros autores. El eje de máximo esfuerzo  $\sigma_1$  del evento compresivo posterior también se ha interpretado con esa misma dirección.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

Allmendinger, R., Cardozo, N & Fisher, D. (2016). *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge (England): Cambridge University Press.

Alonso, J.L., Gallastegui, J., García-Ramos, J.C. & Poblet, J. (2009): Estructuras mesozoicas y cenozoicas relacionadas con la apertura y cierre parcial del Golfo de Vizcaya (Zona Cantábrica – Asturias). In: *Guía de campo del “6º Simposio sobre el Margen Ibérico”*. Oviedo.

Alonso, M. (2014): Análisis estructural de los materiales Jurásicos de la Playa de El Rinconín, Gijón. *Trabajo de Fin de Máster*. Universidad de Oviedo. 53p.

García-Ramos, J.C. & Gutiérrez-Claverol, M. (1995): La cobertera mesozoico-terciaria. In: Aramburu, C. & Bastida, F. (eds): *Geología de Asturias*. Ediciones Trea, Gijón: 81-94.

Julivert, M., Truyols, J., Ramírez del Pozo, J. & Giannini, G. (1973). *Mapa geológico de Gijón E: 1:50000. Memoria explicativa*. Instituto Geológico y Minero de España.

Lepvrier, C. & Martínez-García, E. (1990): Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwestern Spain). *Tectonophysics, 184 (3-4)*: 345-356.

Pieren, A., Areces, J., Toraño, J & Martínez-García E. (1995): Estratigrafía y estructura de los materiales permotriásicos del sector Gijón-La Callada (Asturias). *Cuadernos de Geología Ibérica, 19*: 309-335.

Pulgar, J., Alonso, J, Espina, R. & Marín, J (1999): La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica. *Trabajos de geología, 21*: 283-294.

Suarez Ruiz, I. & González Prado, J.J. (1990): Estudio y clasificación de la materia orgánica dispersa (MOD) en el Lías de la playa de Peñarrubia (Asturias). *Estudios geológicos, 46*: 81-92.

Uzkeda, H. (2013). Reconstrucción 3D y análisis estructural de las rocas jurásicas de Colunga-Tazonos (cuenca asturiana, NO de la Península Ibérica). *Tesis Doctoral*. Universidad de Oviedo. 244 p.

Uzkeda, H., Bulnes, M., Poblet, J., García-Ramos, J.C. & Piñuela, L. (2013): Buttressing and reverse reactivation of a normal fault in the Jurassic rocks of the Asturian Basin, NW Iberian Peninsula. *Tectonophysics, 599*: 117-134.

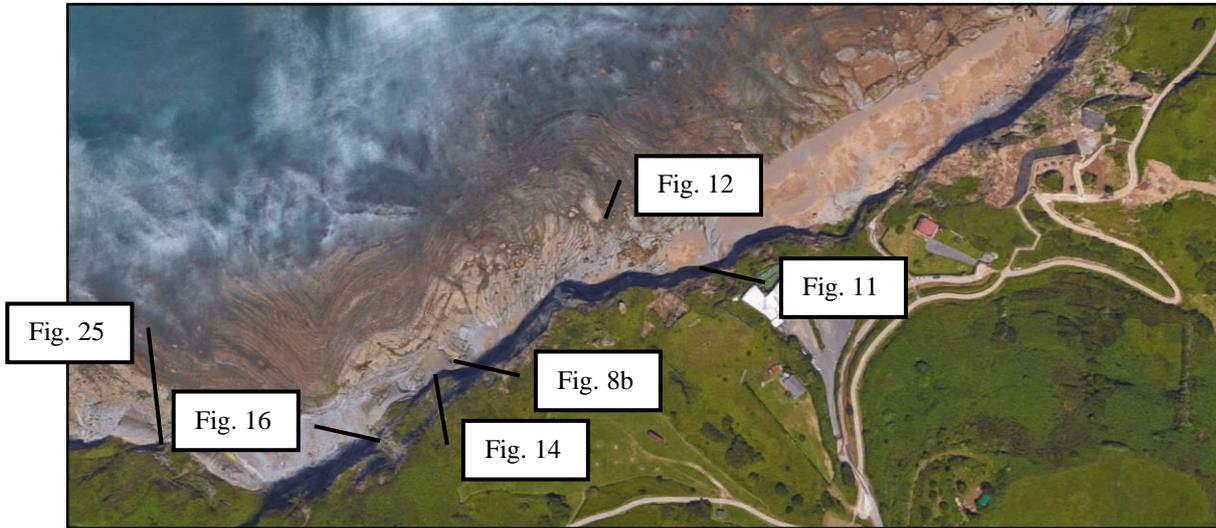
Valenzuela, M., García-Ramos, J.C., González-Lastra, J. & Suarez de Centi, C. (1985): Sedimentación cíclica margo-calcárea de plataforma en el Lías de Asturias. *Trabajos de Geología, 15*: 45-52.

Valenzuela, M., García-Ramos, J.C. & Suarez de Centi, C. (1986): The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain). *Trabajos de Geología, 16*: 121-132.

Valenzuela, M., García-Ramos, J.C. & Suarez de Centi, C. (1986): La sedimentación en una rampa dominada por tempestades, ensayos de correlación de ciclos y eventos en la ritmita margo-calcárea del Jurásico de Asturias. *Cuadernos de Geología*, 13: 217-235.

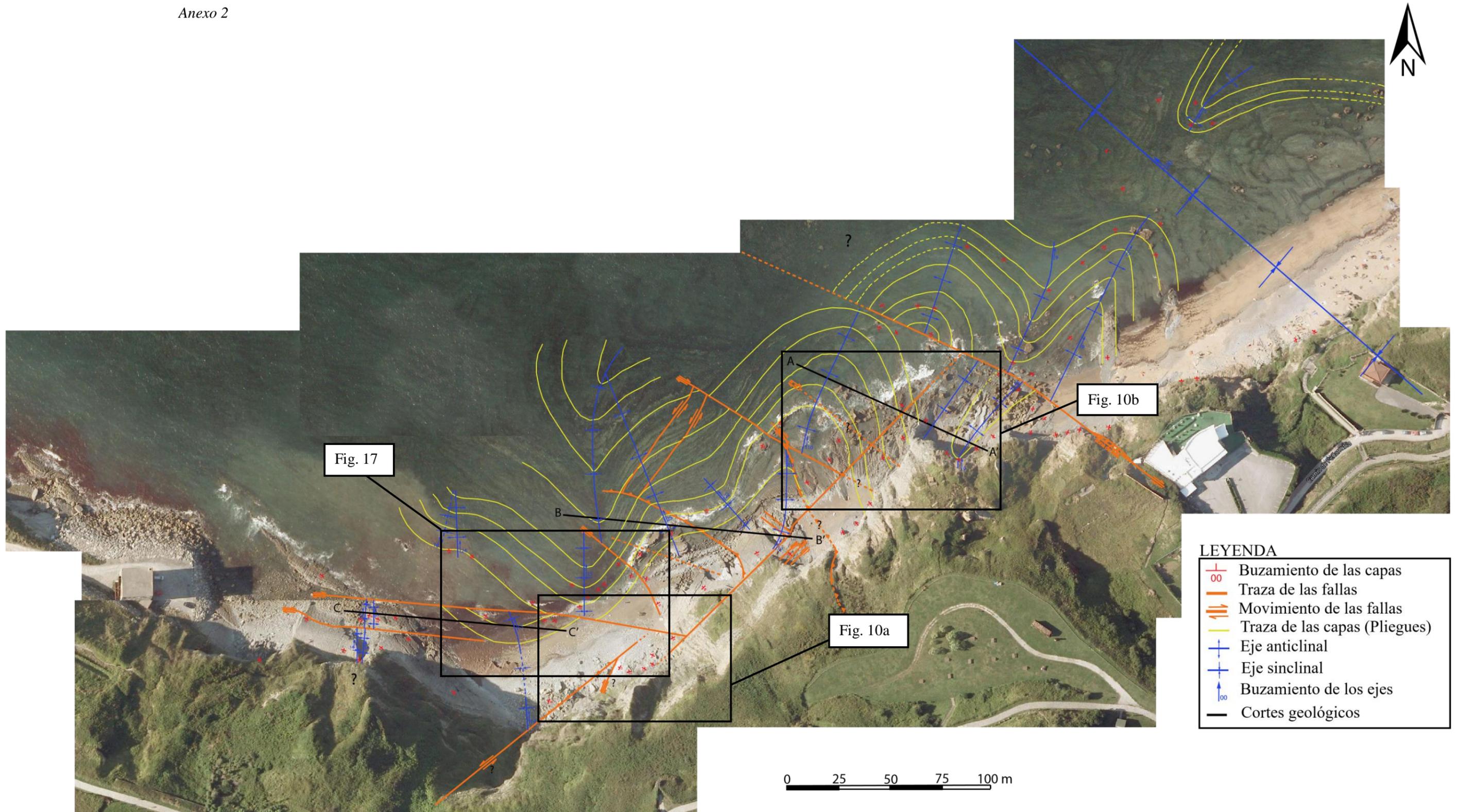
## ANEXOS

### *Anexo 1*



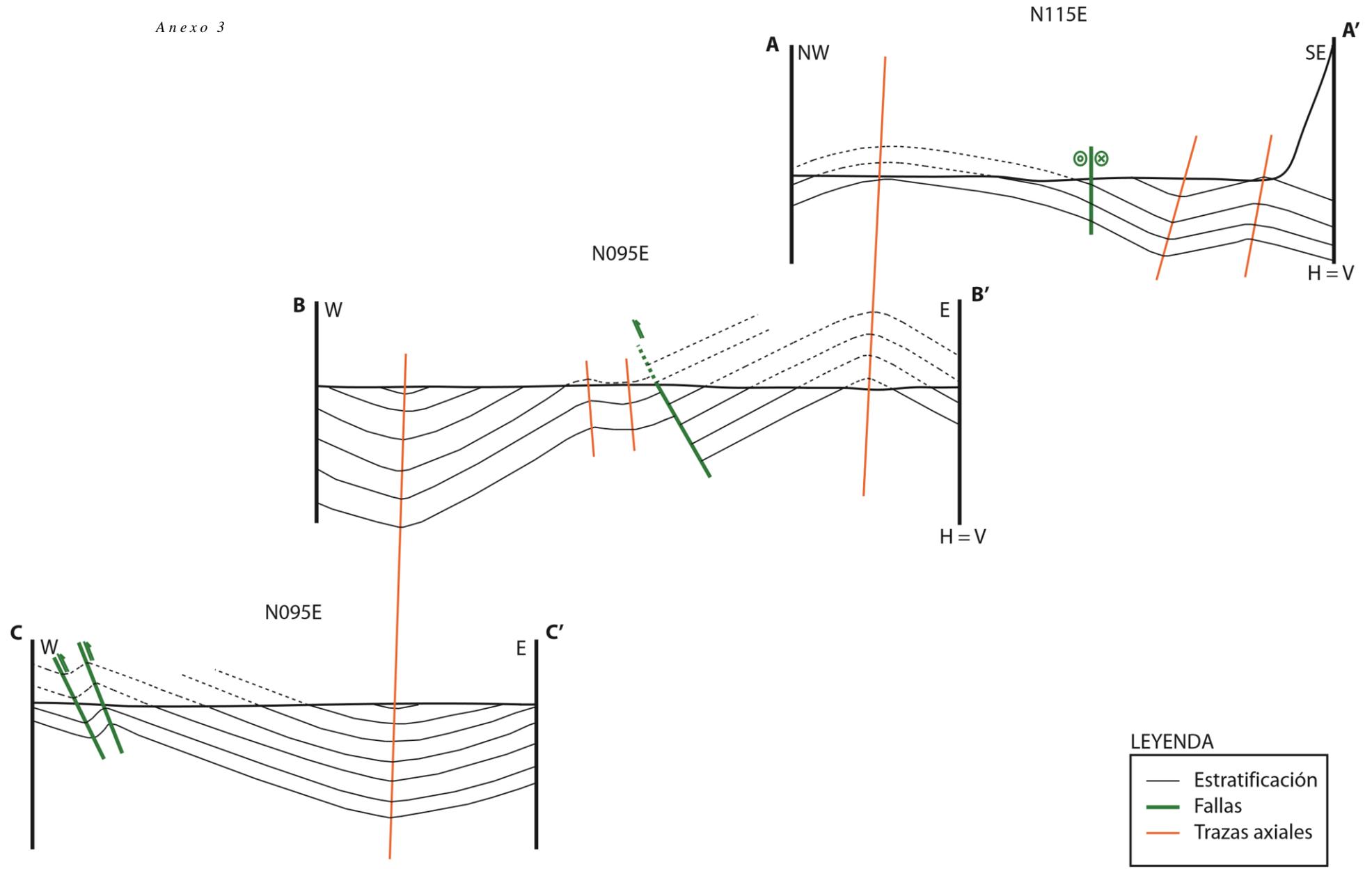
**Anexo 1:** Fotografías que se han colocado en el estudio, ubicadas en una foto aérea (Google Maps, 2016)

Anexo 2



Anexo 2: Cartografía realizada en la zona de estudio

Anexo 3



Anexo 3: Cortes geológicos realizados a partir de la cartografía obtenida

