



Universidad de Oviedo

MÁSTER EN RECURSOS GEOLÓGICOS E INGENIERÍA GEOLÓGICA

Estructura de los materiales paleozoicos entre las localidades de LLanes y Andrín (Unidad del Ponga, Zona Cantábrica)

Trabajo Fin de Máster

Álvaro de Ana Cubero

Julio de 2015

D. Álvaro de Ana Cubero, autor del Trabajo Fin de Máster “ESTRUCTURA DE LOS MATERIALES PALEOZOICOS ENTRE LAS LOCALIDADES DE LLANES Y ANDRÍN (UNIDAD DEL PONGA, ZONA CANTÁBRICA)” certifica que constituye un trabajo original y solicita su presentación.

En Oviedo a 15 de julio de 2015

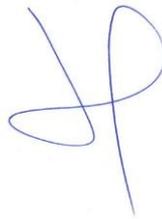
A handwritten signature in blue ink, appearing to be 'Álvaro de Ana Cubero', written in a cursive style.

Fdo. Álvaro de Ana Cubero

D. Josep Poblet Esplugas, Profesor Titular de la Universidad, adscrito al Área de Conocimiento de Geodinámica Interna del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo,

CERTIFICA: que ha dirigido y revisado la memoria titulada “ESTRUCTURA DE LOS MATERIALES PALEOZOICOS ENTRE LAS LOCALIDADES DE LLANES Y ANDRÍN (UNIDAD DEL PONGA, ZONA CANTÁBRICA)” correspondiente al Trabajo Fin de Máster realizado por D. Álvaro de Ana Cubero dentro del Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica, y autoriza su presentación.

En Oviedo a 15 de julio de 2015



Fdo. Josep Poblet Esplugas

Dña. María Teresa Bulnes Cudeiro, Profesora Titular de la Universidad, adscrita al Área de Conocimiento de Geodinámica Interna del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo,

CERTIFICA: que ha dirigido y revisado la memoria titulada “ESTRUCTURA DE LOS MATERIALES PALEOZOICOS ENTRE LAS LOCALIDADES DE LLANES Y ANDRÍN (UNIDAD DEL PONGA, ZONA CANTÁBRICA)” correspondiente al Trabajo Fin de Máster realizado por D. Álvaro de Ana Cubero dentro del Máster en Recursos Geológicos e Ingeniería Geológica, y autoriza su presentación.

En Oviedo a 15 de julio de 2015



Fdo. María Teresa Bulnes Cudeiro

RESUMEN

La zona de estudio se encuentra en el concejo de Llanes, al este del Principado de Asturias, en la unidad geológica conocida como manto del Ponga, dentro de la Zona Cantábrica. El análisis de los afloramientos paleozoicos entre las localidades de Andrín y Llanes ha dado pie a la realización de una cartografía geológica de esta zona. A partir de esta cartografía se han realizado dos cortes geológicos que han permitido comprender el comportamiento de estos materiales durante la compresión producida en el marco de la orogénesis varisca.

En la zona de estudio se identificaron dos cabalgamientos principales, de dirección E-W y buzamiento elevado hacia el norte; el cabalgamiento de mayor desplazamiento y longitud cartográfica presenta asociado un pliegue anticlinal, con vergencia al sur, que hacia el este pasa a una asociación anticlinal-sinclinal-anticlinal, donde se encuentra el otro cabalgamiento principal. En el núcleo del sinclinal es donde se encuentra el afloramiento más extenso de la Fm. Alba de la zona de estudio. Este afloramiento se caracteriza por presentar dos generaciones de pliegues que dan lugar a un modelo de interferencia de tipo 3; los pliegues de primera generación tienen planos axiales inclinados al sur mientras que los de segunda generación son subverticales. Estos pliegues causan que el espesor de esta formación sea extremadamente elevado en este sinclinal, que aflora entre las playas de Andrín y Ballota.

ABSTRACT

The study area is located in the “concejo de Llanes”, east of “El Principado de Asturias”, in the geological unit known as Ponga, in the Cantabrian Zone. The analysis of the Paleozoic outcrops between the localities of Andrín and Llanes led to the construction of a geological map of this zone. The two geological cross sections derived from the map allowed us to understand the behaviour of those materials during the Variscan compression.

Two E-W trending thrusts dipping to the north were identified in the studied area. The thrust of greater displacement and cartographic length exhibits an associated anticline that verges to the south; this fold grades eastward to an anticline-syncline-anticline, where the other thrust crops out. The largest outcrops of the Alba Fm. appear in the core of the syncline. This outcrop is characterized by the presence of two generations of folds leading to an interference pattern of type 3; the first generation of folds has a south dipping axial plane, whereas the second generation shows a subvertical axial plane. These folds cause that the thickness of this formation is extremely greater in this syncline, between the Andrín and Ballota beaches.

AGRADECIMIENTOS

A Josep y Mayte por su continua guía, sin la cual este trabajo no existiría.

Agradecer el apoyo económico del proyecto CGL2011-23628 (Desarrollo de fracturas y venas asociadas al plegamiento -FRAVEPLE-) financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación.

A mi padre y hermano, por su apoyo incondicional durante estos años.

A todos mis compañeros, tanto de la licenciatura como del master, sin ellos estos años hubieran sido mucho más largos.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	3
3. ESTRATIGRAFÍA	5
4. ESTRUCTURAS	11
5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	24
Bibliografía.....	26
ANEXO.....	28

1. INTRODUCCIÓN

El objetivo de este trabajo es estudiar desde un punto de vista estructural los materiales paleozoicos que afloran en las playas de Ballota y Andrín y su prolongación en dirección oeste hacia la localidad de Llanes. Desde el punto de vista geológico la zona de estudio se encuentra dentro del manto del Ponga, Cordillera Cantábrica, donde se han llevado a cabo diversos estudios (por ejemplo, Álvarez-Marrón, 1995; Bahamonde et al. 2004; Della Porta et al. 2002; Marquínez 1989; Álvarez-Marrón et al. 1989; Merino-Tomé et al. 2009) . Los estudios de carácter estructural han sido llevados a cabo sobre todo en la zona más occidental del manto del Ponga, por lo que la zona que ocupa este estudio está menos estudiada.

Se ha escogido esta zona como objeto de estudio debido al espesor anómalo que presenta la Fm. Alba entre las playas de Andrín y Ballota y la presencia de abundantes pliegues de distintas dimensiones que afloran de forma espectacular en ambas playas.

Como punto de partida para este trabajo se ha tomado la cartografía del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), por un lado el mapa geológico del plan MAGNA 1:50000, (Fig 1.1) y por otro la cartografía continua GEODE (Fig.1.2).

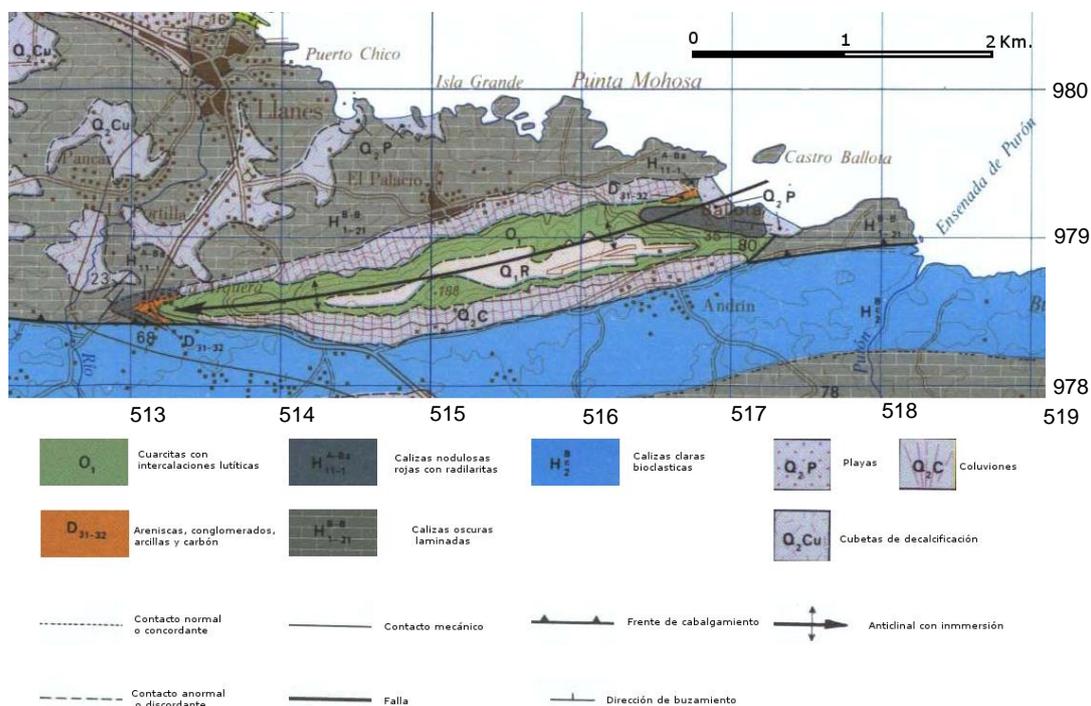


Figura 1.1: Extracto de la Hoja nº 32 del mapa geológico a escala 1:50000 del Instituto Geológico y Minero de España (Plan MAGNA) mostrando la zona de estudio (Martínez García, 1980).



Figura 1.3: Ortofoto de la zona de estudio (PNOA cedido por © Instituto Geográfico Nacional de España).

2. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La estructura estudiada en este trabajo se encuentra en la costa asturiana, al norte de la Península Ibérica, al este del Principado de Asturias, y pertenece al concejo de Llanes (Fig. 2.1).



Figura 2.1: Situación geográfica de la zona estudiada, con las playas de Andrín (sureste) y Ballota (noroeste) y prolongación de la estructura hacia el oeste hasta la localidad de Llanes. Imagen tomada de Google Earth.

Se trata de una estructura comprendida entre las localidades de Llanes (al noroeste) y Andrín (al sureste). Los mejores afloramientos se localizan en dos playas de pequeñas dimensiones (alrededor de 300 metros de longitud cada una): Las playas de Ballota Y Andrín (Fig. 2.1). A la playa de Andrín se accede desde la localidad del mismo nombre, mientras que a la playa de Ballota se accede mediante una pista que se encuentra en la carretera que une las localidades de Andrín y Cué, el resto de la zona estudiada está atravesada por la carretera que une las localidades de Andrín, Cué y Llanes, y la pista de senderismo que discurre por el lado norte del campo de golf municipal de Llanes.

Geológicamente la zona estudiada se sitúa en el extremo oriental de la Zona Cantábrica. Los materiales que afloran en este sector de la cordillera están afectados por un conjunto de escamas cabalgantes formando una unidad estructural que recibe el nombre de la unidad del Ponga-Cuera. Las estructuras incluidas en esta unidad tienen una orientación predominante E-W, y la unidad, limitada al norte por la costa Cantábrica, cabalga al sur sobre la unidad de los Picos de Europa (Marquínez, 1989) (Fig. 2.2). El rasgo estructural básico de esta región es el gran número de fallas subparalelas a las capas que repiten la sucesión paleozoica y presentan pliegues asociados (Marquínez, 1989).

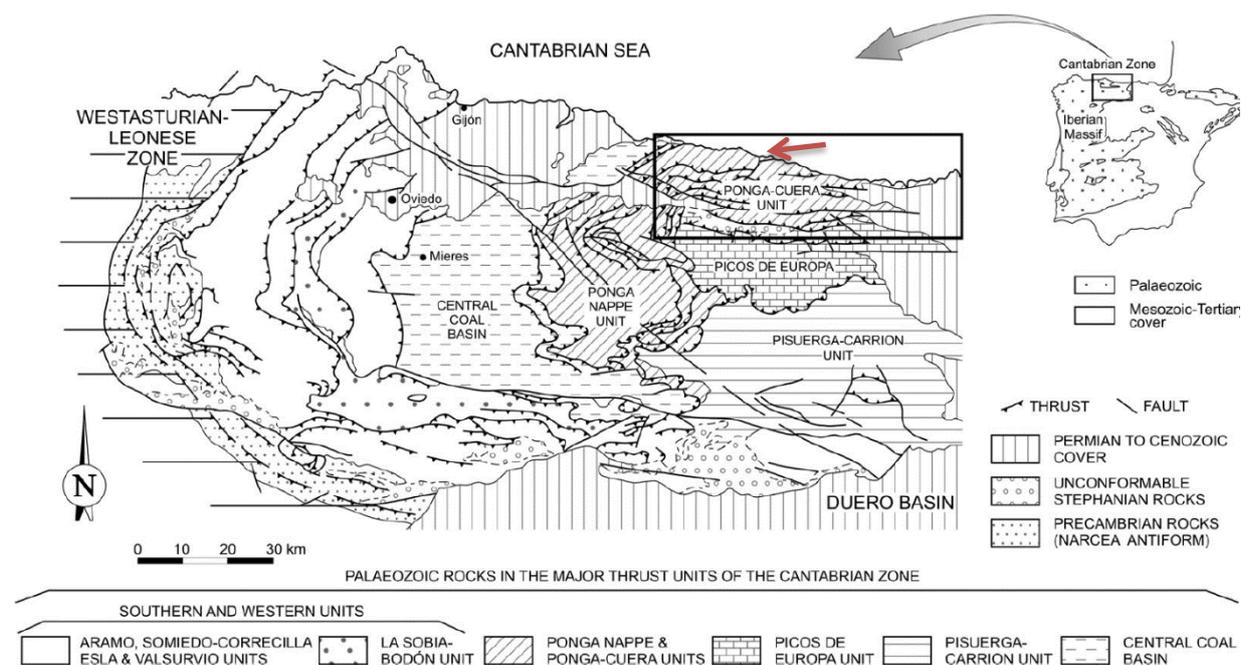


Figura 2.2: Mapa general de la zona Cantábrica (Blanco-Ferrera, 2011 a partir de Julivert, 1971) con localización de la zona estudiada (flecha de color rojo).

Tanto en el mapa geológico del Plan Magna como en el mapa geológico continuo GEODE, ambos confeccionados por el Instituto Geológico y Minero de España, la estructura estudiada se interpreta como un anticlinal de orientación WSW-ENE cuyo flanco sur está cortado por un cabalgamiento. La diferencia fundamental entre ambas cartografías reside en que en el mapa del Plan Magna la traza axial del anticlinal corta las calizas carboníferas que afloran en las playas de Ballota y Andrín y se pierde en el mar, mientras que en el mapa continuo GEODE la traza axial sigue por el interior de las cuarcitas ordovícicas hasta la playa de Andrín donde entra en el mar. Por otro lado, en el mapa del Plan Magna, además del mencionado cabalgamiento, la parte oriental del flanco sur del anticlinal está cortada por otra falla de orientación NE-SW que afloraría en la Playa de Andrín.

3. ESTRATIGRAFÍA

La totalidad de los materiales de la zona de estudio afloran bien en la playa de Ballota, en la cual se han obtenido las fotografías que se muestran en las figuras 3.1 a 3.5.

Las rocas más antiguas corresponden a unas cuarzoarenitas grisáceas de grano fino, con niveles microconglomeráticos, que corresponden a las cuarcitas de facies armoricana de la Fm. Barrios (Ordovícico) (Martínez García, 1980). Esta formación tiene un espesor mínimo cartografiado de 60 metros, pudiendo tener mayor espesor debido a que no aflora el muro de la misma en la zona estudiada. En algunas zonas, esta formación presenta numerosas diaclasas, lo que hace difícil la identificación de la estratificación (Fig. 3.1).



Figura 3.1: Aspecto en superficie de las cuarcitas de la Fm. Barrios.

Sobre esta formación, de forma discordante y erosiva, a menudo difícil de diferenciar, con un espesor aproximado de 20-30 metros se sitúa un tramo de areniscas, con estratos decimétricos a métricos, de grano medio grueso y microconglomerados de colores rojizos amarillentos, con bandas más oscuras debido a alteraciones por óxidos de hierro. Estas areniscas se identifican con la Fm. Ermita (Devónico superior) (Martínez García, 1980) (Fig. 3.2).



Figura 3.2: Aspecto superficial de las areniscas de la Fm. Ermita.

Por encima se sitúa un nivel de pizarras y radiolaritas, usualmente de color marrón rojizo, con niveles de colores gris verdoso, con espesor variable, desde unos pocos metros a hasta unos 20 m aproximadamente. Esta unidad se presenta en estratos centimétricos a decimétricos. Este nivel normalmente no aflora, ya que se encuentra cubierto por vegetación. Este nivel de radiolaritas se corresponde con la parte inferior de la Fm. Alba (Carbonífero inferior) (Martínez García, 1980) (Fig. 3.3).



Figura 3.3: Aspecto de las pizarras y radiolaritas de la Fm. Alba. Nótese el color marrón rojizo con zonas de colores grisáceos verdosos.

Inmediatamente por encima de las radiolaritas aparecen unas calizas de grano medio fino, claras, con tonos rosados, de aspecto noduloso, característico de la facies griotte, de un espesor de unos 20 metros. Se presenta en bancos centimétricos a decimétricos con intercalaciones arcillosas. Esta caliza de facies griotte corresponde a la parte superior de la Fm. Alba (Carbonífero inferior) (Martínez García, 1980) (Fig. 3.4).



Figura 3.4: Aspecto superficial de la caliza facies griotte de la Fm. Alba

A techo de la formación anterior, se encuentra una potente sucesión de calizas micríticas tableadas, con estratos mayoritariamente decimétricos, mayoritariamente de color oscuro, y “fétidas” que se corresponden a la Fm Barcaliente de la caliza de montaña (Carbonífero) (Martínez García, 1980) (Fig. 3.5).



Figura 3.5: Aspecto superficial de la Fm. Barcaliente conocida como caliza de montaña.

Al sur del cabalgamiento principal, y estratigráficamente por encima de la Fm. Barcaliente, nos encontramos con unas calizas de color claro, bioesparíticas, de aspecto masivo, con un espesor desconocido, pero superior a los 60 m, ya que el muro no se ha llegado a reconocer. Esta caliza se corresponde a la Fm. Valdeteja, miembro superior de la Caliza de Montaña (Carbonífero) (Martínez García, 1980) (Fig.3.6).



Figura 3.6: Aspecto superficial del miembro superior de la Caliza de Montaña, la Fm. Valdeteja.

Mecánicamente estas unidades se comportan de manera muy distinta. Así, la Fm. Alba es la que presenta un comportamiento más dúctil, mostrando una gran cantidad de deformación, fundamentalmente pliegues y cabalgamientos, mientras que las formaciones Barrios, Ermita y la caliza de montaña tienen un comportamiento mucho más competente y desarrollan menos estructuras (Fig. 3.7).

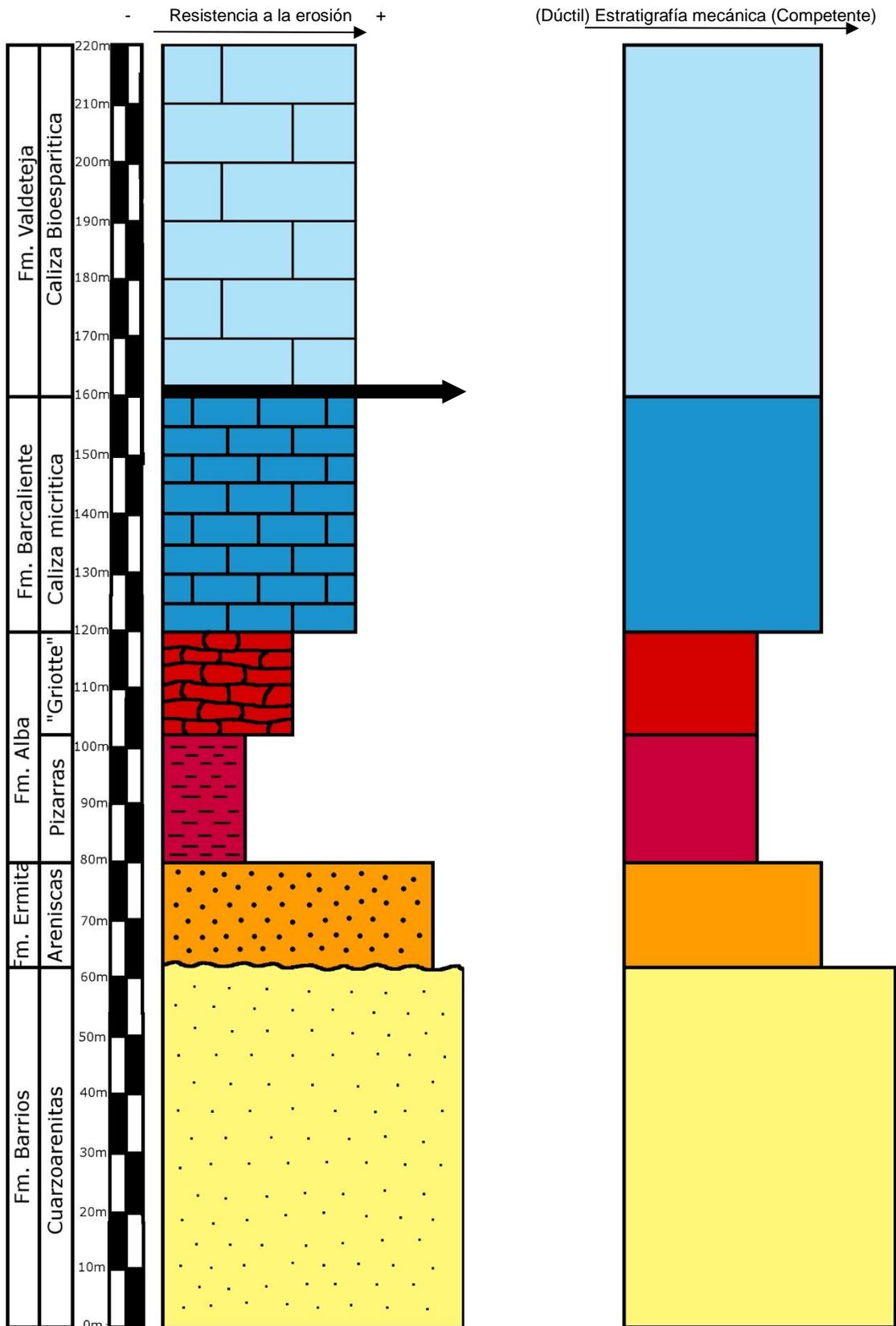


Figura 3.7: Columna estratigráfica sintética de la zona estudiada en la que se muestra de forma cualitativa el comportamiento mecánico de las distintas unidades estratigráficas.

4. ESTRUCTURAS

A partir de los datos obtenidos en el campo se ha elaborado un mapa geológico que se presenta como un mapa de toda la zona de estudio sobre el mapa topográfico (Fig. 4.1) y una ampliación en detalle del anterior en la zona de las playas sobre la ortofotografía (Fig. 4.2).

A partir de la cartografía geológica de detalle se han construido dos cortes geológicos de orientación aproximada N-S (Fig. 4.3). Tanto en los dos cortes geológicos como en el mapa, se puede apreciar que la estructura general corresponde a un cabalgamiento dirigido al sur con un anticlinal de bloque superior asociado al mismo en cuyo núcleo aflora la cuarcita de Barrios. Hacia el este la estructura pasa a convertirse en un conjunto anticlinal-sinclinal-anticlinal, que se desarrollan como consecuencia de otro cabalgamiento en posición más septentrional. En la zona este, hay otro cabalgamiento, entre los dos principales, que supone un desplazamiento menor y cuyo trazado no ha podido reconocerse en el campo en la zona donde se han realizado los cortes. Se ha interpretado que pierde desplazamiento a medida que asciende en la serie cuando alcanza los niveles de pizarras y radiolaritas de la Fm. Alba. Los ejes de estos pliegues son subhorizontales con direcciones E-W (78, 75, 82) y buzamientos de entre 5 y 12 grados (Fig. 4.4). Estos ejes han sido calculados usando los buzamientos de la estratificación en los flancos norte y sur tanto del sinclinal como del anticlinal sur, y se han comparado con datos obtenidos en pliegues menores en las pizarras y calizas de la formación Alba, en el núcleo del sinclinal.

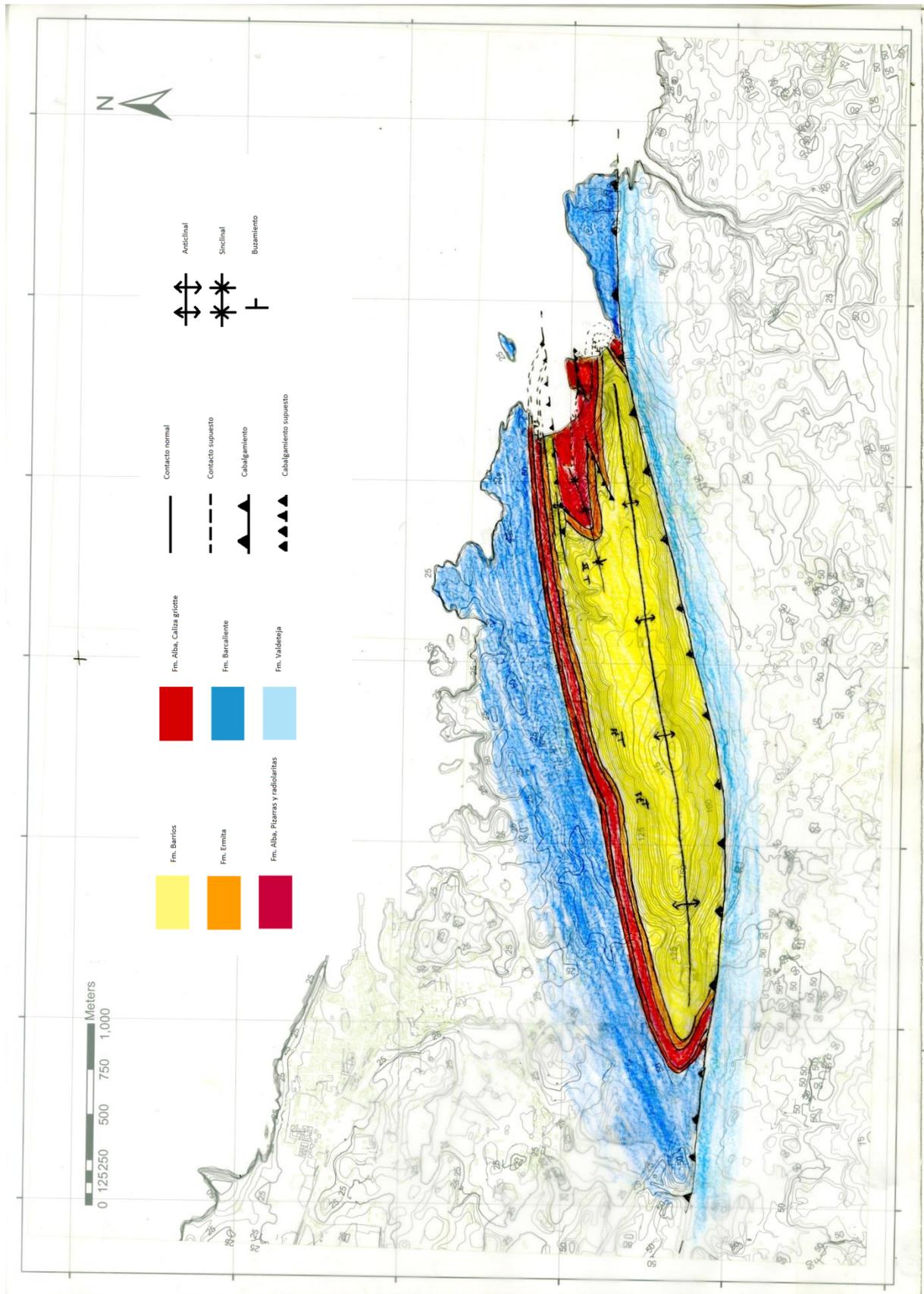


Figura 4.1: Cartografía geológica de toda la zona estudiada.

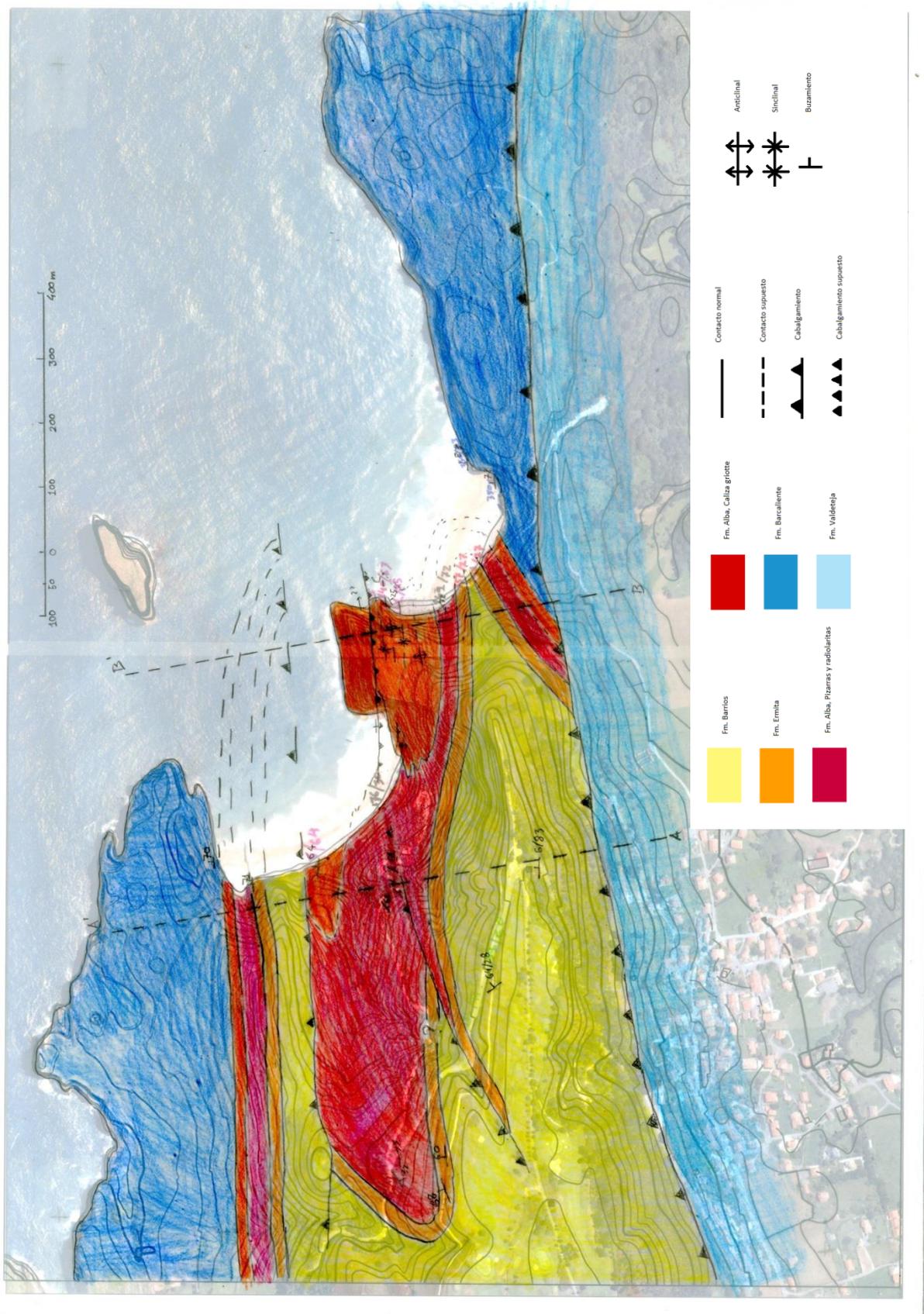


Figura 4.2: Cartografía geológica en detalle de la parte más oriental de la estructura en la que se han representado las líneas de los cortes A-A' y B-B' ilustrados en la figura 4.3.

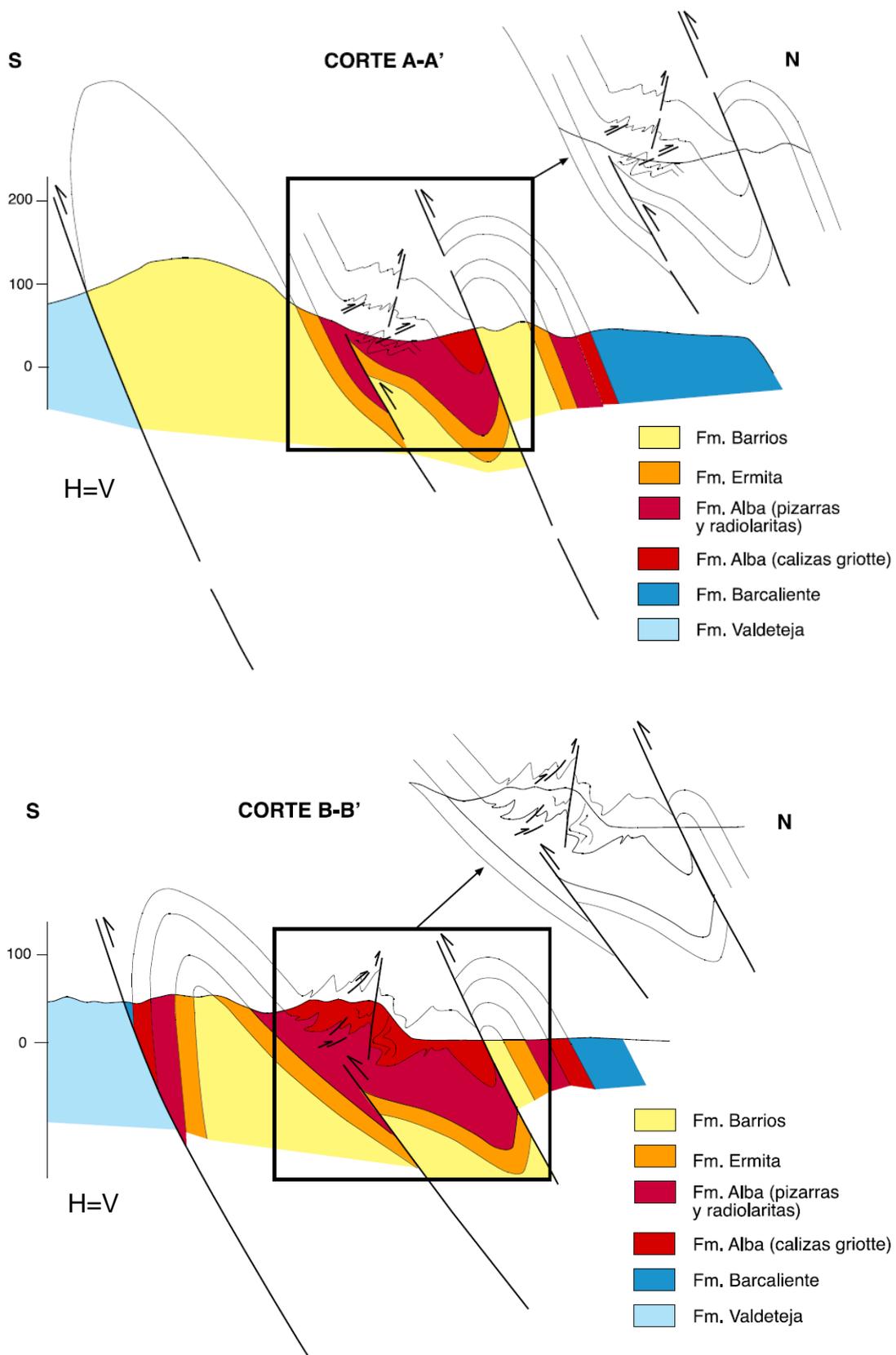


Figura 4.3: Cortes geológicos A-A' y B-B' realizados en la zona de estudio. Ver situación de la línea de corte en la figura 4.2.

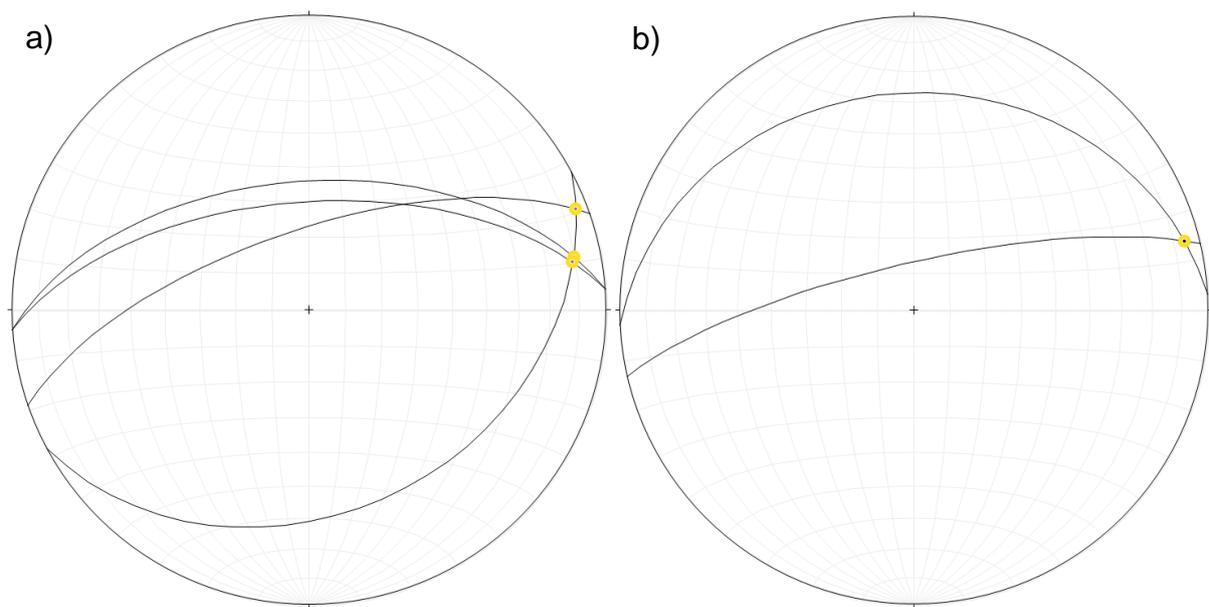


Figura 4.4: Proyección equiareal en el hemisferio sur de superficies de estratificación situadas en los flancos de los pliegues principales y de los ejes de los pliegues correspondientes (en amarillo). a) sinforme central y b) antiforme localizado en la playa de Andrín. Representado con Steronet 8 (Allmendinger et al., 2013).

La descripción de la estructura se realizará de norte a sur.

En la parte norte de la playa de Ballota, afloran capas subverticales a fuertemente inclinadas con buzamientos de 70° , hacia el norte formando una serie prácticamente homoclinal de calizas de la Fm. Barcaliente, si bien se reconoce una asociación anticlinal-sinclinal de escala métrica ubicado en la transición entre las formaciones Barcaliente y Alba. (Fig. 4.5). Las dimensiones de este pliegue hacen que no sea representable a escala de los cortes. En este sector la Fm. Alba no aflora, no obstante, al aflorar las capas de transición hacia la Fm. Barcaliente y las capas superiores de la Fm. Ermita y tratarse de una sucesión homoclinal puede determinarse su espesor.

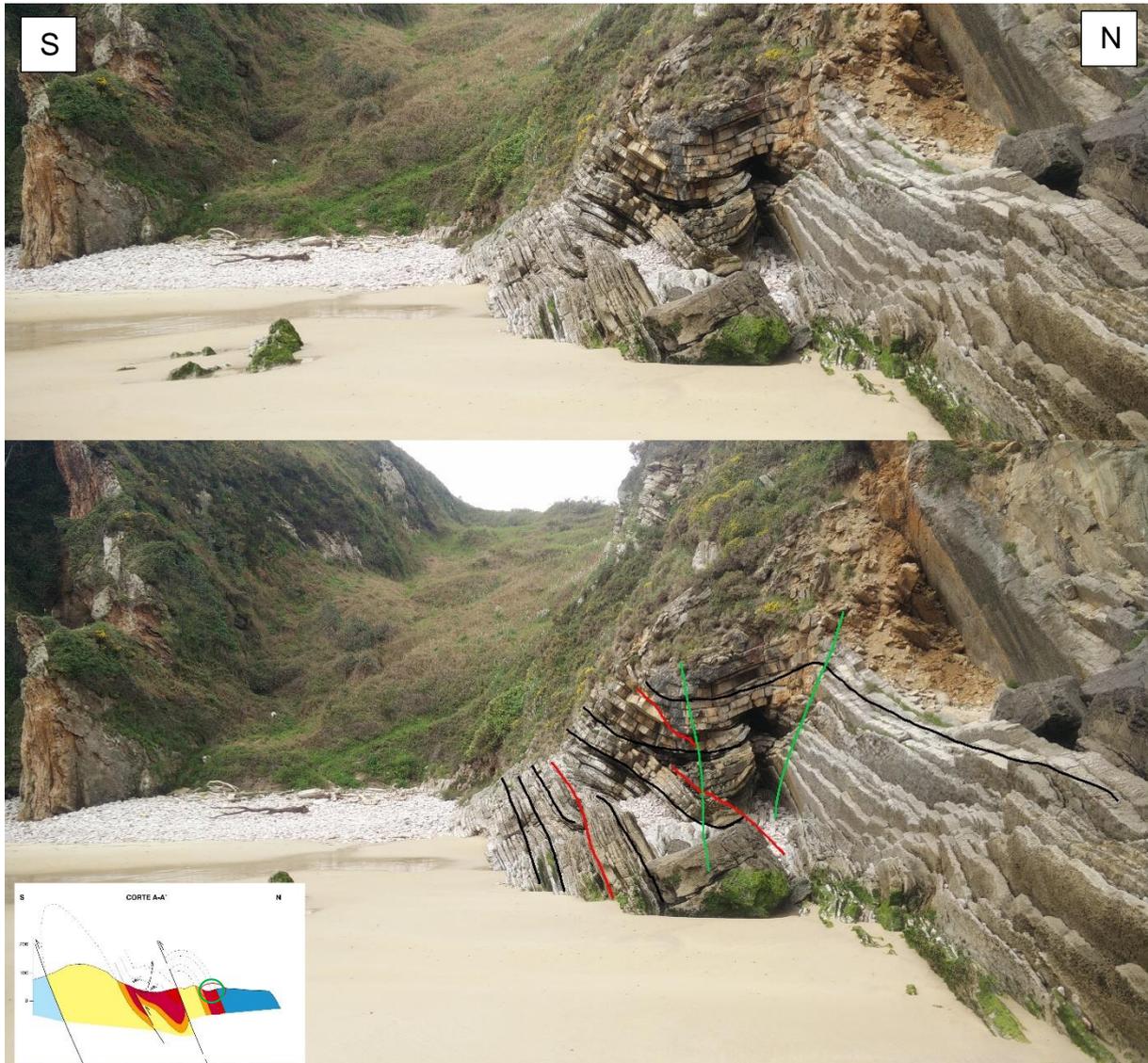


Figura 4.5: Arriba: aspecto de la transición entre las formaciones Barcaliente y Alba en el sector norte de la playa de Ballota. Abajo: misma foto interpretada y localización de la foto sobre el corte A-A': Líneas negras: superficies de estratificación, líneas rojas: superficies de falla, líneas verdes: plano axial del pliegue.

Siguiendo el corte hacia el sur, afloran las areniscas de la Fm. Ermita y la cuarzoarenita de la Fm. Barrios, siguiendo la serie homoclinal, a continuación se observa un cabalgamiento de dirección E-W y buzamiento aproximado de unos 70° hacia el norte, que en superficie y a lo largo de la línea del corte en el afloramiento pone en contacto la Fm. Barrios en situación de rampa de bloque superior sobre la Fm. Alba de situación rampa de bloque inferior. El cabalgamiento tiene una longitud cartográfica algo superior a 1 km y un desplazamiento máximo aproximado de 175 m (Fig. 4.6).



Figura 4.6: Arriba: aspecto de las areniscas de la Fm. Ermita y cuarzoarenitas de la Fm Barrios en el sector norte de la playa de Ballota. Abajo: misma foto interpretada y localización de la foto sobre el corte A-A'. En la fotografía se observa cómo las areniscas y cuarzoarenitas están plegadas en forma de anticlinal en el bloque superior del cabalgamiento. Líneas negras: superficies de estratificación y línea roja discontinua: posible traza del cabalgamiento.

Siguiendo hacia el sur, el siguiente punto de interés lo encontramos en la serie de pizarras y radiolaritas de la Fm. Alba (Fig. 4.7). En este afloramiento, situado en el sector central de la playa de Ballota, se observan pliegues prácticamente isoclinales vergentes al norte. Las calizas en facies griotte de la Fm. Alba tienen su mejor afloramiento en el sector sureste de la playa de Ballota (Fig. 4.8) en esta foto se pueden observar pliegues menores cuya geometría no es coherente con la geometría del pliegue mayor en el cual se ubican.



Figura 4.7: Arriba: Aspecto de las pizarras y radiolaritas de la Fm. Alba en el sector central de la playa de Ballota. Abajo: Misma foto interpretada y localización de la foto sobre el corte A-A'. Se observa la vergencia norte de los pliegues con planos axiales moderadamente inclinados. Líneas negras: superficies de estratificación y líneas verdes: superficies axiales de los pliegues.

En las calizas que forman parte de la Fm. Alba aparecen pliegues con superficies axiales muy verticales a la vez que pliegues con superficies axiales subhorizontales. A su vez, dentro de los pliegues mayores pueden observarse pliegues menores cuya asimetría no corresponde con la que cabría esperar con la geometría del pliegue mayor en el que se encuentran.

En este mismo afloramiento (Fig. 4.8) también pueden observarse una serie de cabalgamientos que en algún caso causan que afloren en superficie las pizarras y radiolaritas en el núcleo de pliegues anticlinales.

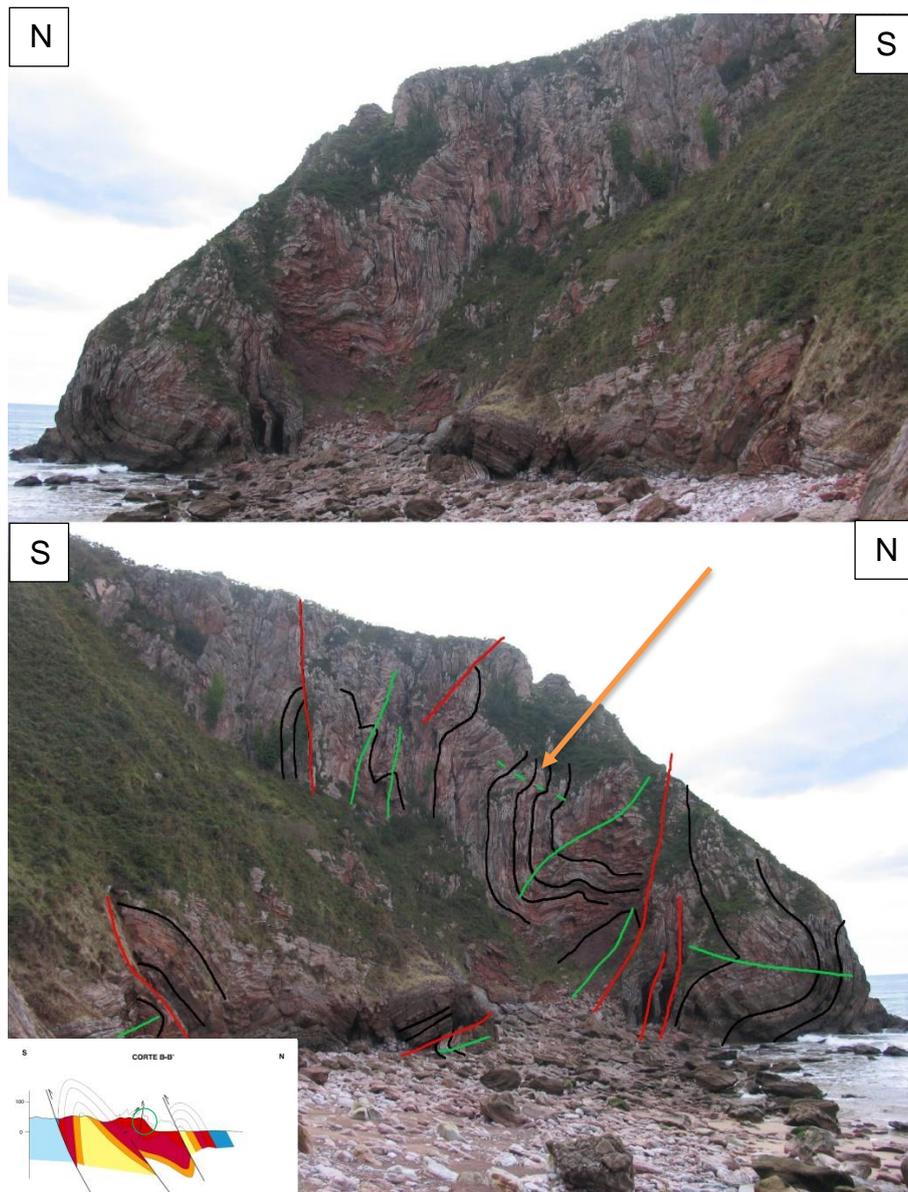


Figura 4.8: Arriba: Aspecto de la caliza griotte de la Fm. Alba en el sector sureste de la playa de Ballota. Abajo: Misma foto interpretada e invertida para que se corresponda con la orientación del corte, y la localización de la foto dentro del corte B-B'. La flecha indica pliegues menores asimétricos cuya geometría no se corresponde con la esperable en relación al pliegue mayor en el que se ubican. Líneas negras: superficies de estratificación, líneas rojas: superficies de fallas y líneas verdes: superficies axiales de pliegues.

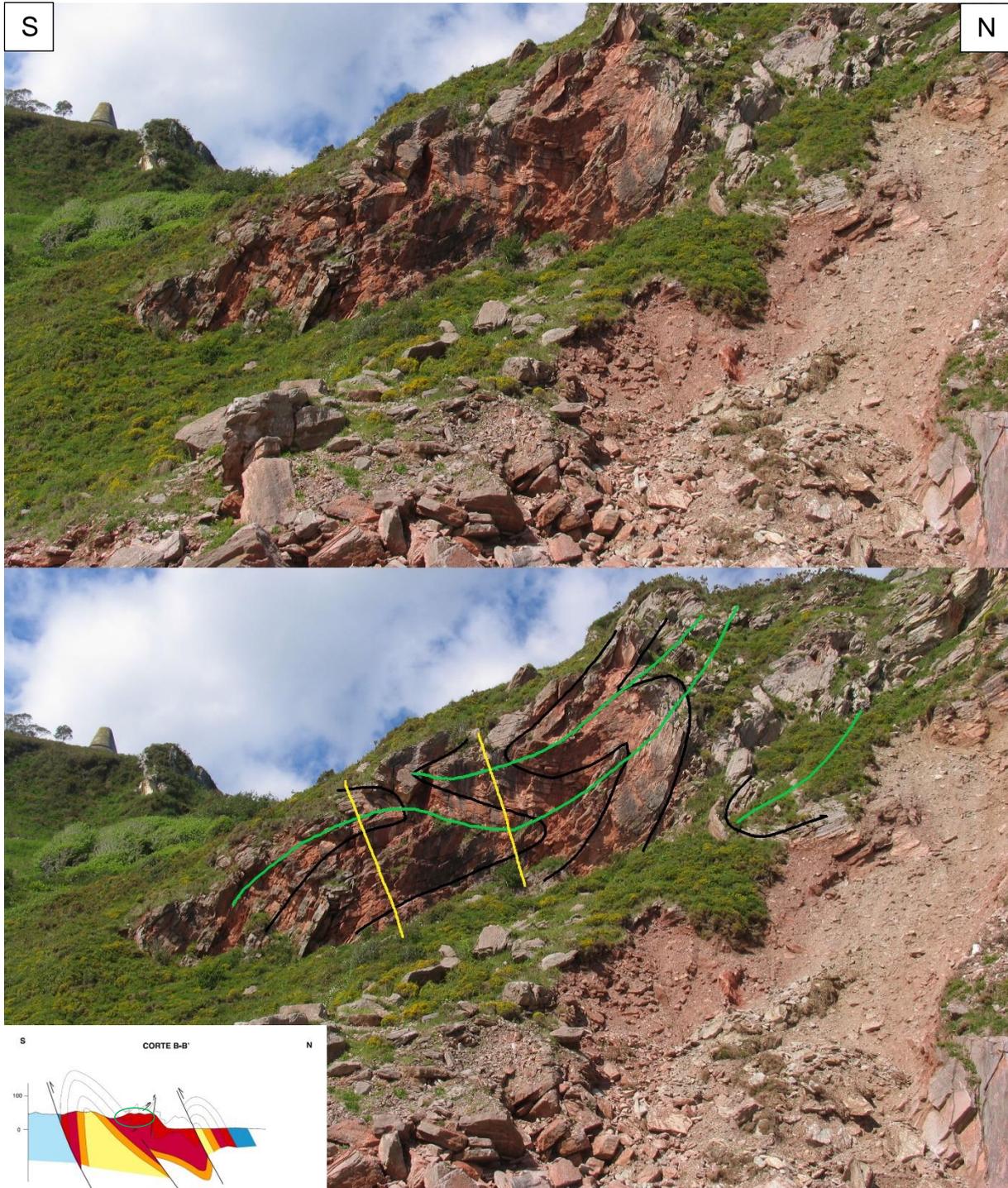
En la parte noroeste de la playa de Andrín (Fig. 4.9), se ha interpretado un cabalgamiento fuertemente inclinado hacia el sur, que podría corresponder con el de trazado más largo (en corte) de los interpretados en la playa Ballota en la figura 4.8. En ambas playas (Figs, 4.8 y 4.9) se observa que este cabalgamiento separa una zona al sur, con pliegues con planos axiales subverticales, de una zona al norte con pliegues con planos axiales subhorizontales. A medida que nos desplazamos hacia el sur (Figs. 4.10 y 4.11), se observa que los planos axiales de los pliegues situados al sur del cabalgamiento anteriormente mencionado, buzan cada vez menos hacia el norte (Fig. 4.10) y en detalle se pueden distinguir perfectamente interferencias de pliegues de tipo 3 (Fig. 4.11) siendo la primera generación vergente al norte, y la segunda generación subvertical.



Figura 4.9: Arriba: Aspecto de la caliza griotte de la Fm. Alba al noroeste de la playa de Andrín. Abajo: misma foto interpretada y localización de la foto dentro del corte B-B'. Nótese como los planos axiales de los pliegues centrales son verticales, mientras que el plano axial del pliegue norte, que cierra hacia el sur, es un plano axial casi horizontal que aumenta su buzamiento hacia el norte. Líneas negras: superficies de estratificación, líneas rojas: superficies de fallas y líneas verdes: superficies axiales de pliegues.



Figura 4.10: Arriba: Foto de la caliza griotte de la Fm. Alba en el sector norte de la playa de Andrín. Abajo: misma foto interpretada y localización de la foto dentro del corte B-B'. Vease como los pliegues en la caliza son vergentes al norte, con los planos axiales más verticalizados en dirección norte. Líneas negras: superficies de estratificación, líneas rojas: superficies de fallas y líneas verdes: superficies axiales de pliegues.



Fotos 4.11 Arriba: Foto de la caliza griotte de la Fm. Alba en el sector noroeste de la playa de Andrin. Abajo: misma foto interpretada y localización de la foto dentro del corte B-B'. Se puede observar claramente las dos generaciones de pliegues que dan interferencias de tipo 3. Líneas negras: superficies de estratificación, líneas rojas: superficies de fallas y líneas verdes: superficies axiales de pliegues de generación uno y líneas amarillas: superficies axiales de pliegues de generación dos.

Los pliegues desarrollados en las calizas griotte de la Fm. Alba (Figs. 4.7 a 4.11) son pliegues, en su mayoría isoclinales, de escala métrica a varios metros, tanto antiformes como sinformes, con una inmersión media de los ejes de 20° hacia la dirección 80° , aunque algunos de los ejes calculados dan inmersiones similares pero en dirección opuesta ($250-260^{\circ}$) (Fig. 4.12).

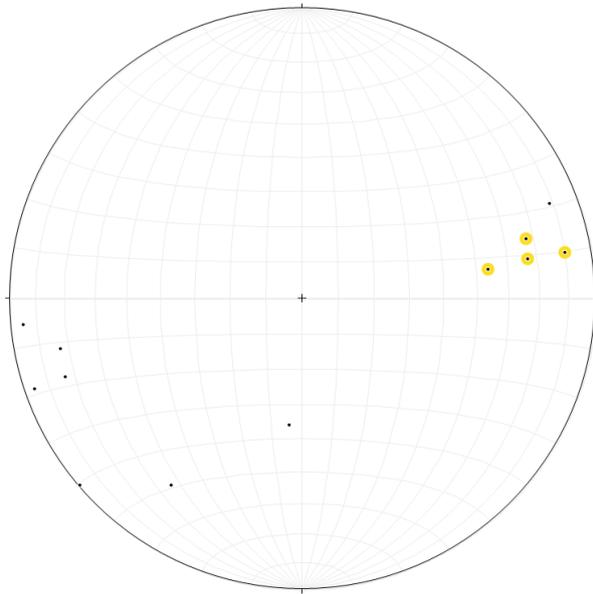


Figura 4.12: Proyección equiareal en el hemisferio sur de los ejes de pliegues menores en la caliza griotte, medidos (en amarillo) y calculados (en negro). Representado con Steronet 8 (Allmendinger et al., 2013).

Siguiendo hacia el sur, nos encontramos con la terminación del anticlinal principal observado en la zona de estudio. Se trata de un pliegue isoclinal de dimensiones kilométricas con plano axial buzando 70° hacia el norte y vergente al sur.

Al sur de la zona de estudio se observa un cabalgamiento, de dirección E-W que se ha interpretado con fuerte buzamiento hacia el norte, subparalelo al plano axial del anticlinal, con una longitud cartográfica superior a los 10 Km (Martínez García, 1980), y un desplazamiento suficiente para poner toda la sucesión reconocida en la zona de estudio en situación de rampa de bloque superior sobre la Fm. Valdeteja en el bloque inferior.

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La estructura general de la zona corresponde a un cabalgamiento dirigido al sur y un anticlinal asociado al mismo, que evolucionan lateralmente hacia el este de la zona estudiada hacia una estructura más compleja con otros dos cabalgamientos, también dirigidos al sur, y pliegues asociados a ellos formando un conjunto anticlinal-sinclinal-anticlinal. Tanto la traza de los cabalgamientos, como la traza de los planos axiales de los pliegues tienen una dirección E-W a ENE-OSO y se ha interpretado que se inclinan fuertemente hacia el norte. En el núcleo de los anticlinales mayores afloran las cuarcitas de la Fm. Barrios, mientras que en el núcleo del sinclinal, en la zona este, se dispone la Fm. Alba que aquí ocupa una considerable extensión cartográfica. El espesor anómalo de la Fm. Alba que se observa en el núcleo del sinclinal es fundamentalmente debido a la presencia de abundantes pliegues vergentes al norte en el flanco trasero del anticlinal principal, posteriormente interferidos por pliegues de plano axial subvertical, así como por la presencia de algunos cabalgamientos.

Se proponen diversas hipótesis a fin de explicar la presencia de los pliegues desarrollados en la Fm. Alba en el flanco trasero del anticlinal principal los cuales son vergentes al Norte, algunos parecen corresponder a pliegues despegados si bien otros están asociados a rampas de cabalgamientos y están replegados por pliegues de plano axial subvertical.

a) Los pliegues vergentes al Norte podrían corresponder a pliegues originados en los primeros estadios de formación de las estructuras principales en una zona de retrovergencia relativamente dúctil ubicada en el flanco trasero del anticlinal principal. En este sentido, la estructura general presentaría algunas similitudes con algunos pliegues desarrollados en el bloque superior de cabalgamientos los cuales incluyen retrocabalgamientos que cortan el flanco trasero.

b) Los pliegues vergentes al Norte podrían ser también interpretados como pliegues fruto de un acortamiento paralelo a las capas en los estadios iniciales de desarrollo de las estructuras principales, de forma que la deformación habría sido particularmente intensa en este sector. La vergencia Norte que presentan actualmente estos pliegues sería debida al basculamiento sufrido por las capas en el flanco trasero de la estructura mayor.

c) Otra posible interpretación consistiría en vincular los pliegues vergentes al Norte a un cabalgamiento dirigido hacia el Sur que aflora en superficie al Oeste de los dos cortes geológicos realizados y que aparece en la parte central de los cortes geológicos. En ambos cortes este cabalgamiento coloca la parte superior de la Fm. Barrios, la Fm. Ermita y la parte inferior de la Fm. Alba en el bloque superior sobre la parte inferior de la Fm. Alba en el bloque inferior. El desplazamiento a lo largo de este cabalgamiento disminuiría hacia su terminación superior de forma que este se acomodaría mediante una zona de intensa deformación dúctil dando lugar a los pliegues vergentes al Norte.

e) La última posibilidad consistiría en una combinación de dos o tres de las hipótesis anteriores. En cualquiera de las hipótesis propuestas, los pliegues de plano axial subvertical posteriores a los pliegues vergentes al Norte se interpretarían como estructuras de orientación aproximadamente coherente con las estructuras mayores desarrolladas en estadios más avanzados a medida que las estructuras principales fueron apretándose. Todas las estructuras reconocidas son de carácter compresivo, y se cree en principio habrían sido formadas dentro de los eventos compresivos de la orogenia varisca, no obstante, no puede descartarse la influencia de la orogénesis alpina dado que en este sector de la rama norte de la Zona Cantábrica la dirección de acortamiento varisca y alpina coincidirían.

Bibliografía

- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., & Fisher, D., 2012, *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- Alvarez-Marrón, J. (1995). Three-dimensional geometry and interference of fault-bend folds: examples from the Ponga Unit, Variscan Belt, NW Spain. *Journal of Structural Geology*, 17(4), 549-560.
- Alvarez-Marrón, J., Heredia, N., & Pérez-Estaún, A. (1989). Mapa geológico de la Región del Ponga. *Trabajos de Geología*, 18, 127-135.
- Bahamonde, J. R., Kenter, J. A., Della Porta, G., Keim, L., Immenhauser, A., & Reijmer, J. J. (2004). Lithofacies and depositional processes on a high, steep-margined Carboniferous (Bashkirian–Moscovian) carbonate platform slope, Sierra del Cuera, NW Spain. *Sedimentary Geology*, 166(1), 145-156.
- Blanco-Ferrera, S., Sanz-Lopez, J., Garcia-Lopez, S., Bastida, F., & Valín, M. (2011). Conodont alteration and tectonothermal evolution of a diagenetic unit in the Iberian Variscan belt (Ponga-Cuera unit, NW Spain). *Geological Magazine*, 148(01), 35-49.
- Cardozo, N., & Allmendinger, R. W., 2013, Spherical projections with OSXStereonet: *Computers & Geosciences*, 51, 809, p. 193 - 205, doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.021.
- Della Porta, G., Kenter, J. A., Immenhauser, A., & Bahamonde, J. R. (2002). Lithofacies character and architecture across a Pennsylvanian inner-platform transect (Sierra de Cuera, Asturias, Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 72(6), 898-916.
- Julivert, M. (1971). Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of northwest Spain. *American Journal of Science*, 270(1), 1-29.
- Marquínez, J. (1989). Mapa geológico de la Región del Cuera y Picos de Europa. *Trabajos de Geología*, 18, 137-144.
- Martínez García, E. (1980). Mapa Geológico de España, plan MAGNA, Hoja 32 16-04 (Llanes) Escala 1:50.000. Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid.

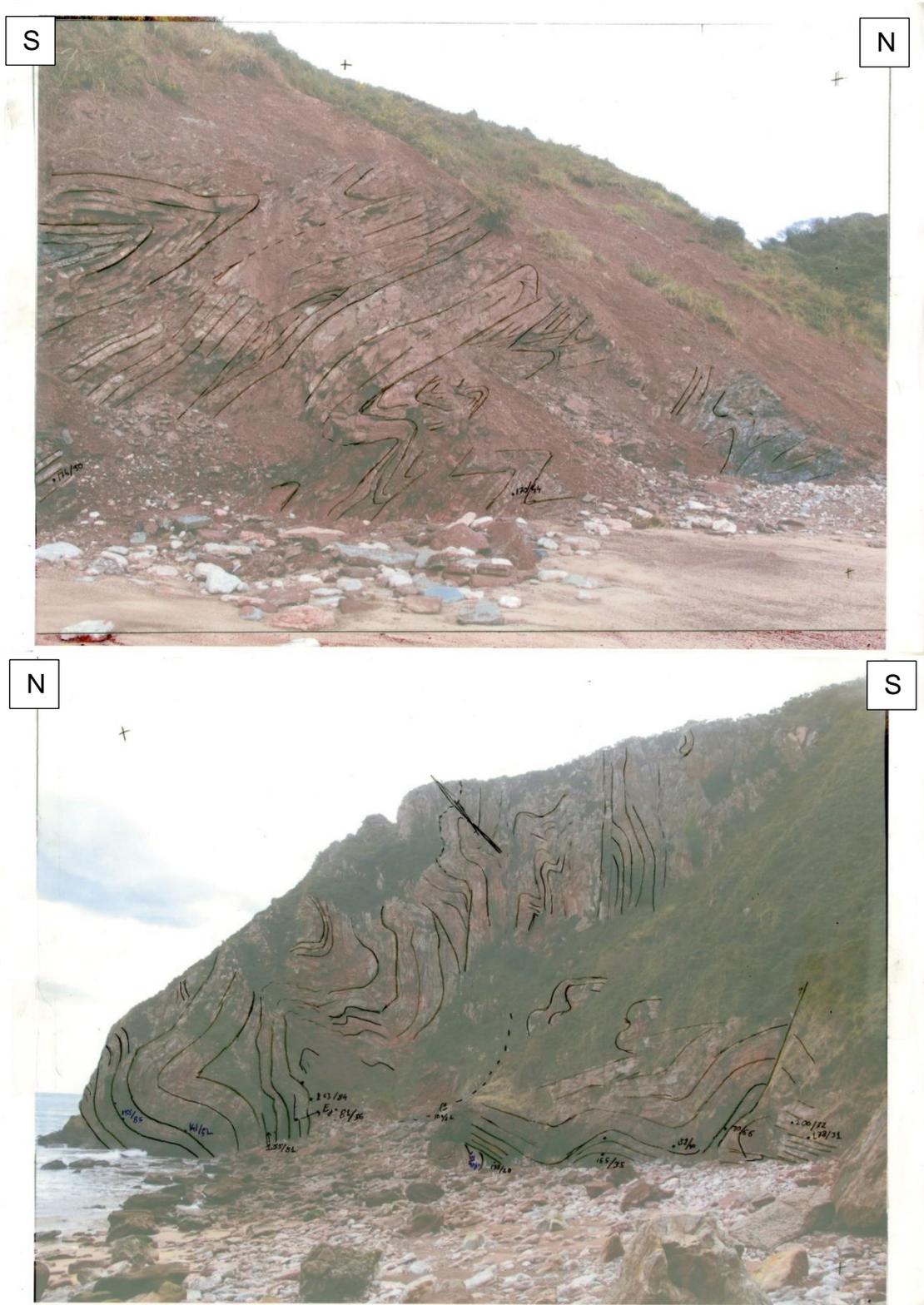
Merino-Tomé OA, Bahamonde JR, Colmenero JR, Heredia N, Farias P, Villa E (2009) Emplacement of the Cuera and Picos de Europa imbricate system at the core of Iberian-Armorican arc (Cantabrian zona, north Spain): New precisions concerning the timing of the arc closure. *Geol Soc Am* 121(5–6): 729–751

IGME (2011) Mapa Geológico de España, plan GEODE, Escala 1:50000 (<http://cuarzo.igme.es/sigeco/>)

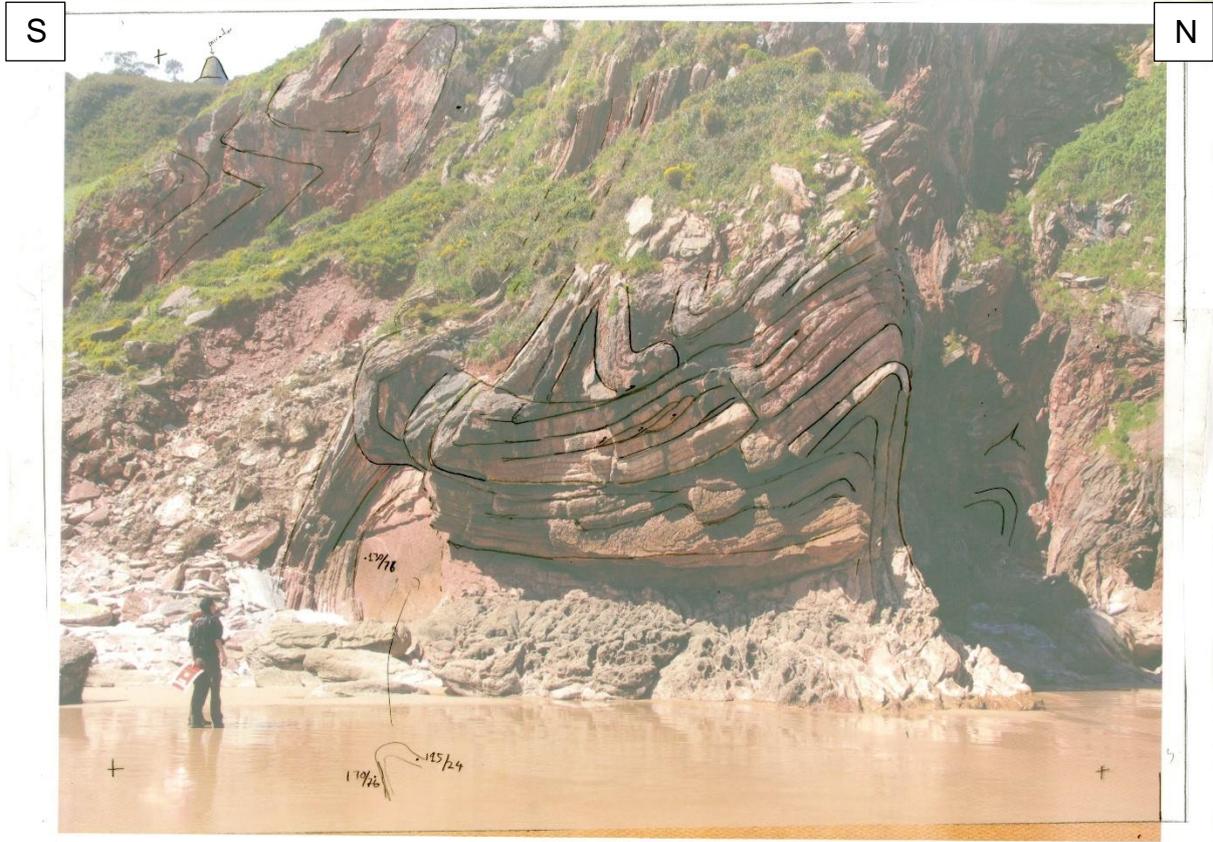
ANEXO

Fotografías de los afloramientos interpretadas en campo.

Playa de Ballota.



Playa de Andrín.



S

N

