



Universidad  
del País Vasco

Euskal Herriko  
Unibertsitatea



ZTF-FCT  
Zientzia eta Teknologia Fakultatez  
Facultad de Ciencia y Tecnología



**Trabajo de Fin de Grado / Grado Amaierako Lana**  
**Grado en Geología / Geologiako gradua**

# ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN EN EL CORTE DE BARRIKA (VIZCAYA)

**Autor/a:**

**RUTH GARAY MUÑOZ**

**Director/a:**

**JULIA CUEVAS URIONABARRENECHEA**  
Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología (UPV/EHU)



# ÍNDICE

	<u>Págs.</u>
1. <u>Introducción y objetivos</u> .....	1
2. <u>Situación geográfica y geológica</u> .....	2
3. <u>Metodología</u> .....	6
4. <u>Estudio de la fracturación en los acantilados de Barrika</u> .....	8
4.1. <u>Sector 1 (Pliegue anticlinal)</u> .....	9
4.2. <u>Sector 2 (Pliegue sinclinal)</u> .....	17
4.3. <u>Análisis conjunto</u> .....	20
5. <u>Discusión</u> .....	22
6. <u>Conclusiones</u> .....	24
7. <u>Bibliografía</u> .....	25
8. <u>Anexos</u> .....	28
8.1. <u>Anexo nº1 → Anexo fotográfico</u> .....	28
8.2. <u>Anexo nº2 → Tablas de datos de los pliegues</u> ..	33
8.3. <u>Anexo nº3 → Información complementaria</u> ...	37



# 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Desde el punto de vista del estudio de la deformación en las rocas en una región, las fracturas son estructuras interesantes. Los procesos geológicos que interactúan para producir fracturas envuelven mecanismos que son, generalmente, bastante complejos y, además, suelen variar con el tiempo a medida que las rocas de una región se deforman a lo largo del tiempo. Las fracturas así originadas presentan gran diversidad de tipos y tamaños y, aunque existen innumerables estudios al respecto, normalmente, las de menor magnitud pasan más fácilmente desapercibidas y/o no han recibido, en general, tanta atención como las de mayor escala. Los estudios de fracturación también tienen un papel decisivo y diversas aplicaciones en otras ramas de la Geología Aplicada. Así, por ejemplo, son de mucha utilidad para el almacenamiento de CO<sub>2</sub>, para el almacenamiento de gas natural en reservorios naturales, para estudios de estabilidad de taludes, y, también, para el almacenamiento de residuos radiactivos, entre otras.

La zona de interés (Figura 1.A) es parte de los, aproximadamente, dos kilómetros de costa que hay entre la playa de Barrika y la cala de Meñakoz, situada al suroeste. Es un afloramiento continuo de calidad excepcional que, tradicionalmente, se ha usado para las prácticas de campo de Geología Estructural del Grado de Geología de la UPV/EHU ya que, en el mismo pueden observarse tanto estructuras de deformación compleja (figuras de interferencia de pliegues, dúplex tectónicos, etc...) como, también, estructuras de menor magnitud (diaclasas, fallas de distintos tipos, pizarrosidad,...). Estas estructuras se desarrollan en materiales de edad Cenomaniense medio- Campaniense inferior ubicados en el flanco N del sinclinorio de Vizcaya (EVE, 1993). Los materiales de esta edad corresponden a un flysch calcáreo de la Formación Plencia de Mathey (1982), siendo los materiales más representativos una alternancia de calcarenitas y calcilimolitas y de margas, donde las primeras pueden alcanzar un espesor de 70 a 80 cm por banco y representan el mayor porcentaje de la litología, mientras que las margas se presentan normalmente en bancos de menos de 10 cm.

La mayor parte de los numerosos estudios que se han realizado sobre los acantilados de Barrika, desde los inicios de los años ochenta, están relacionados con la Geología Estructural y la Tectónica. No obstante, también se han publicado trabajos relacionados con otras áreas, entre los que se encuentran algunos análisis basados en: los datos paleoceanográficos aportados por los foraminíferos (Pascual y Berrocoso, 2003); las señales geoquímicas y micropaleontológicas como marcadores de eventos paleoceanográficos en el Santoniense del Arco Vasco (Pascual *et al.*, 2001); y aspectos relacionados con la edad de deformación, contenidos en calcita y presencia de barita diagenética de las turbiditas carbonatadas (de Linaje *et al.*, 2009), entre otros.

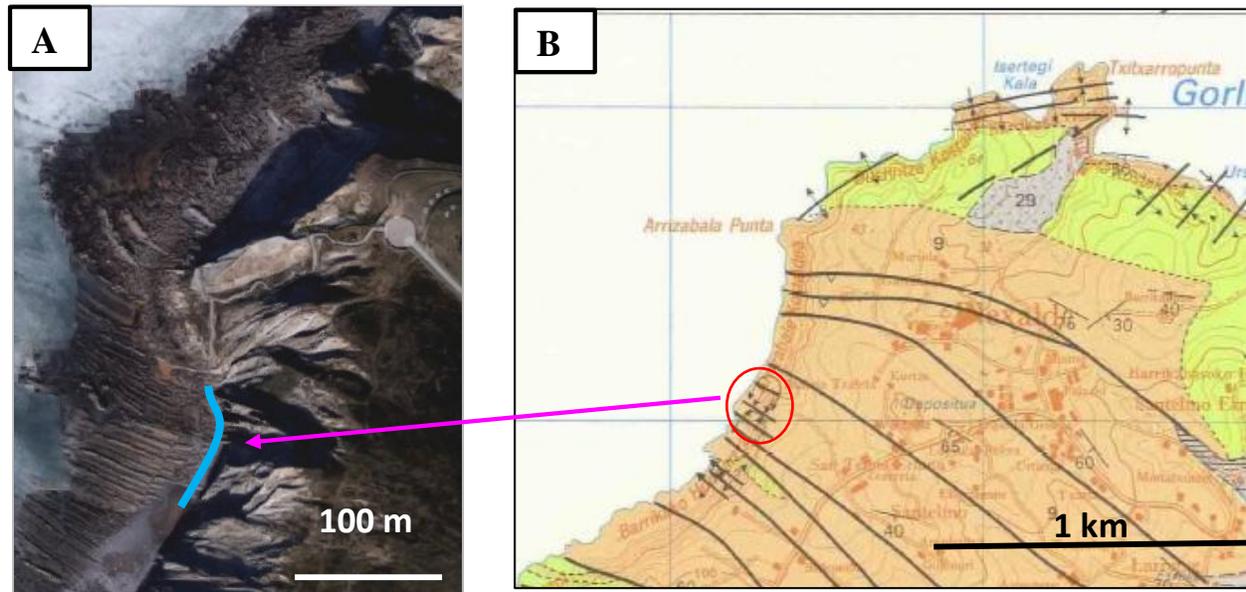
Sin embargo, hasta ahora no se han publicado trabajos enfocados al análisis detallado y pormenorizado de la fracturación en la zona objeto de nuestro estudio. En este trabajo de Fin de Grado se analizarán en detalle, por primera vez, estas estructuras en el corte de los acantilados de la playa de Barrika. La estructura básica general de esta zona se conoce, lo que es fundamental para hacer un análisis de la fracturación y permitirá, por otra parte, hacer una interpretación de los

resultados obtenidos a lo largo de esta memoria en dicho contexto. En definitiva, el objetivo de este trabajo es analizar los distintos tipos de fracturas; realizar un estudio estadístico de los datos recogidos; relacionar la información con el desarrollo de los pliegues; y, finalmente, comparar los datos obtenidos con los estudios realizados anteriormente en la zona.

## 2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El área donde se han medido los datos de fracturación, los acantilados de Barrika, se encuentra en el litoral vizcaíno. El trabajo se ha centrado en la playa de Barrika a la que se accede tomando la carretera de Sopelana a Plentzia (BI-2122). Al alcanzar la rotonda de Zearreta situada en el km 24, antes de llegar al barrio Elexalde (cruce junto al bar “Itsas Gane” o “Cantábrico”), sale una desviación hacia el Oeste que da acceso a un amplio aparcamiento. Desde la parte inferior del aparcamiento sale un camino que conduce a las escaleras que dan acceso a la playa y a los acantilados (Figura 1.A).

De acuerdo con los datos regionales ofrecidos por la hoja nº 37 de Getxo (tomados del EVE, 1993; Figuras 1.A y 1.B) los materiales que afloran en los acantilados de esta zona, corresponden a un flysch detrítico carbonatado (Cenomaniense medio- Campaniense inferior). Éste flysch está constituido por secuencias turbidíticas formadas por una alternancia de niveles calcareníticos y margosos de tonos grises con algunas pasadas de areniscas.



**Figura 1. (A)** Fotografía aérea de Barrika, indicándose el corte seleccionado con tramo azul (Tomado de Google Maps). **(B)** Mapa geológico de la zona de estudio (EVE, 1993): en naranja materiales del Cretácico Superior (Cenomaniense medio-Campaniense inferior); alternancia de margas, margocalizas y calcarenitas (Flysch detrítico carbonatado). La zona estudiada viene indicada con un círculo rojo.

La zona se encuadra en la Cuenca Vasco Cantábrica (CVC), que se extiende unos 200 km en la terminación occidental de los Pirineos y que constituye el borde oriental del margen norte de Iberia en el Golfo de Vizcaya. La formación de la CVC ha estado ligada al proceso de generación de cuencas pull apart, relacionadas con la apertura del Golfo de Vizcaya durante el Cretácico; en

dicho proceso se ha producido, en primer lugar, la acumulación de los materiales sedimentarios que han sido posteriormente deformados durante la Orogenia Pirenaica (Post-Luteciense en este sector) (Rat, 1988). La posición de la placa Ibérica en el Cretácico (base del Aptiense) es un proceso controvertido entre los autores que trabajan en la materia (Olivet 1996, Jammes *et al.*, 2009, Vissers&Meijer 2012) que ha dado lugar a diversas interpretaciones. Sin embargo, en el reciente trabajo de Vissers *et al.* (2016), los autores proponen una solución a esa controversia en base a datos obtenidos con distintas técnicas de paleomagnetismo en Iberia.

La CVC está constituida por materiales mesozoicos y cenozoicos, que afloran sobre el macizo Asturiano al Oeste hasta los Macizos Vascos (Cinco Villas y Aldudes) al Este (Figura 2). Hacia el Norte, los afloramientos se encuentran cortados por el Mar Cantábrico. Hacia el Sur, los cabalgamientos de la Sierra de Cantabria y Montes Obarenes sobre los materiales Terciarios de las Cuencas del Ebro y del Duero, constituyen los límites meridionales de la cuenca (Cuevas *et al.*, 1999). La zona central y oriental de la CVC está formada por dos dominios principales, el Arco Vasco al Norte y el Bloque Alavés al Sur. En el Arco Vasco las series del Cretácico Superior y del Terciario son potentes y corresponden a acúmulos en surcos sedimentarios profundos (Rat, 1988). La sección estudiada en este trabajo, forma parte del “Arc plissé Basque”, definido por Rat en 1962, y que incluye mayoritariamente materiales del Cretácico y del Terciario, localizados entre la ría de Bilbao al Oeste y los Macizos Vascos al Este. La bibliografía posterior ha consagrado el término de “Arco Vasco” (Feuillée y Rat, 1971) para designar a esta zona, considerada la de mayor complejidad estructural de la CVC. Sus características geológicas y estructurales le hacen equivalente a la Zona Norpirenaica (Choukroune, 1976; Cuevas y Tubía, 1999). El Arco Vasco se caracteriza por el arqueamiento, con concavidad hacia el Mar Cantábrico, de las directrices de las grandes estructuras cartográficas: el Anticlinorio de Bilbao, el Sinclinorio de Vizcaya, el Anticlinorio del Norte de Vizcaya y el Monoclinal de Guipúzcoa (Figura 3); estas estructuras varían la orientación desde N120°E en el sector occidental hasta N60°E en el sector oriental. La falla de Leizta, que es la continuación hacia el Oeste de la Falla Norpirenaica en la CVC y tiene un interés especial al ser considerada el límite de placas pre-Albiense entre Iberia y Europa en este sector (Olivet, 1996).

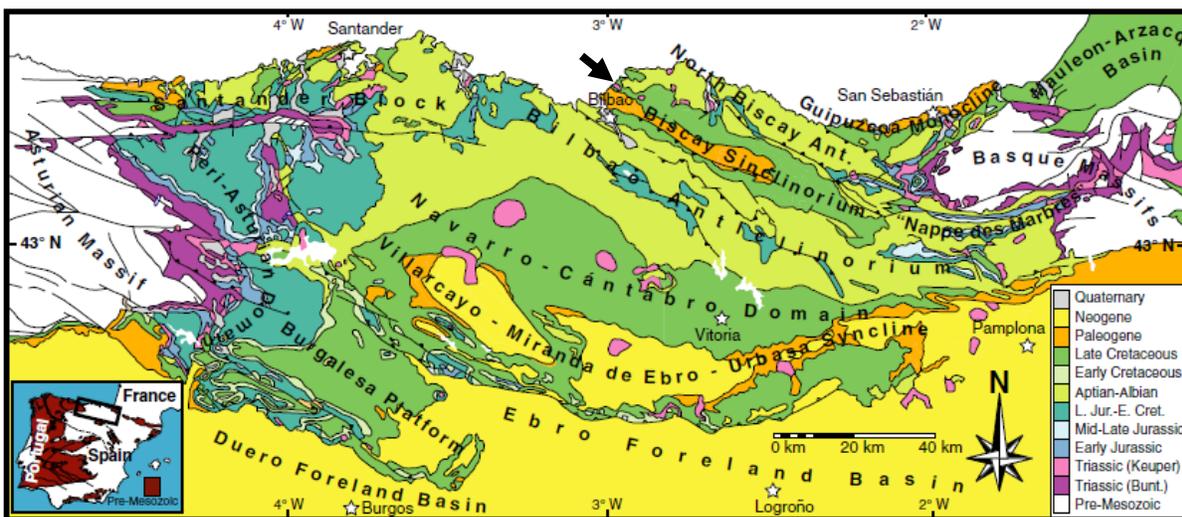
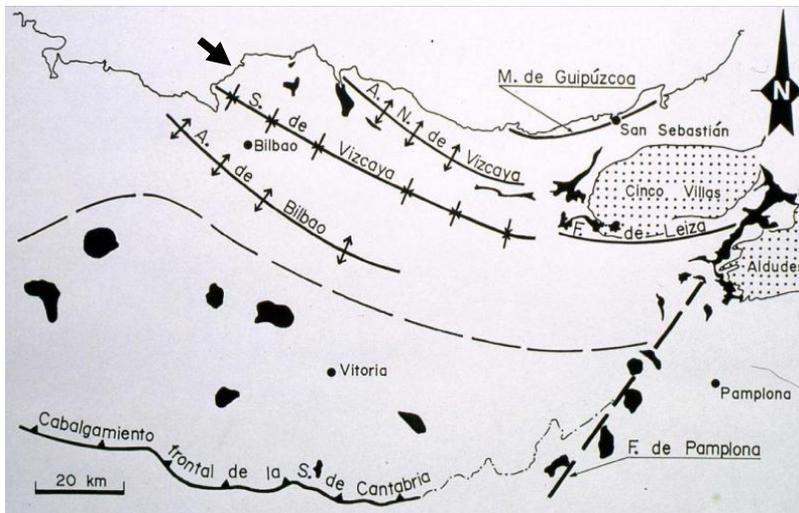


Figura 2. Mapa geológico de la CVC donde vienen representadas las estructuras principales. Además, se ha indicado mediante una flecha la situación de la zona estudiada dentro del Sinclinorio de Vizcaya (Tomado de Ábalos, 2016).

Como se observa a partir del esquema de la figura 2, en el Arco Vasco predominan los materiales de edad Mesozoica, quedando los de edad Terciaria restringidos al núcleo del Sinclinatorio de Vizcaya y al Monoclinal de Guipúzcoa. Estudios previos (Cuevas *et al.*, 1998 y 1999) avalan que el Arco Vasco es un ejemplo de tectónica de inversión positiva con una notable complejidad geométrica, que se ha atribuido, en primer lugar, a la formación de cuencas pull-apart de dimensiones reducidas y aisladas unas de otras, que han acomodado el desplazamiento sinistro de la Placa Ibérica con respecto a la Europea, durante el Cretácico inferior (Olivet, 1996); después, al desencadenamiento de una tectónica de inversión local asociada a procesos de diapirismo, que se inició durante el Cretácico inferior (Rodríguez *et al.*, 2008), y por último, al efecto producido por la tectónica regional. Los estudios paleomagnéticos recientes llevados a cabo en el Arco Vasco (Calvo *et al.*, 2007) confirman que no es una estructura con un origen primario, sino que se ha originado por un proceso de rotación alrededor de ejes verticales (horaria en el sector occidental y antihoraria en el oriental) como resultado de un acortamiento diferencial durante la compresión post-Luteciense.

Desde el punto de vista estructural, la playa de Barrika se encuentra localizada en el flanco norte del Sinclinatorio de Vizcaya. El Sinclinatorio de Vizcaya, cuyo trazado cartográfico se sigue ininterrumpidamente durante más de 90 km desde la costa cantábrica hacia el SE (Figuras 2 y 3), es una estructura asimétrica, vergente hacia el norte, con el flanco meridional cercano a la vertical y el flanco septentrional con buzamientos medios del orden de 50°. El Sinclinatorio de Vizcaya repliega a su vez a pliegues y cabalgamientos que también tienen vergencia hacia el Norte (Cuevas *et al.*, 1982), y desarrolla una pizarrosidad en los niveles más incompetentes, con una orientación paralela al plano axial. La estructura de Barrika consiste en un plegamiento de detalle complejo con desarrollo de diferentes tipos de fallas y pliegues, predominando entre los últimos los de tipo angular. Existen al menos dos etapas de deformación de vergencias contrarias, la primera hacia el NE y la segunda hacia SSO (Cuevas *et al.*, 1982).



**Figura 3. Esquema estructural de los sectores oriental y central de la Cuenca Vasco Cantábrica, donde se ubica el Arco Vasco al norte de la línea discontinua.** Se han representado las superficies axiales de las grandes estructuras cartográficas, de Sur a Norte, el Anticlinorio de Bilbao, el Sinclinatorio de Vizcaya y el Monoclinal de Guipúzcoa, con el fin de hacer evidente la torsión de estructuras, desde la orientación N120°E, en el sector de Bilbao, Hasta N60°E en los alrededores de San Sebastián. (Tomada de Cuevas *et al* 1999). En negro se han señalado los afloramientos de evaporitas de Triás -Keuper y con una flecha la zona estudiada.

La deformación más manifiesta es un fuerte plegamiento cuyos ejes tienen una dirección media N130°E y una vergencia general hacia el NE. Esta dirección está en consonancia con las directrices regionales NE-SO del llamado Sinclinal Oiz-Punta Galea.

La geometría de los pliegues es muy variable en gran parte debido a la anisotropía de los materiales; no obstante, se pueden distinguir diferentes tipos de pliegues (Cuevas *et al.*, 1982).

- A) Pliegues de gran radio: Son amplios pliegues concéntricos que afectan a los puntos de la serie en que existen bancos muy potentes. Tienen un radio de curvatura de varias decenas de metros y aparecen cerca de las escaleras de acceso a Barrika. Estos pliegues son asimétricos, vergentes al NE, con un plano axial cuyo buzamiento es aproximadamente de unos 60° aunque a veces se encuentra deformado.
- B) Pliegues-falla: Son semejantes a los anteriores, pero con un grado de desarrollo mayor cuando la falla inversa asociada a ellos tiene un salto superior a la longitud de onda del pliegue.
- C) Pliegues angulares: Son los más abundantes en todo el corte. Son pliegues con una longitud de onda de unos pocos metros que se suceden rítmicamente. Se desarrollan preferentemente en los tramos en que calcarenitas y margas alternan de forma monótona y con potencia uniforme. Son claramente vergentes al NE con un plano axial bastante más tendido que el de los pliegues de gran radio, de forma que en algunos puntos se transforman en pliegues de flanco corto y flanco largo.
- D) Pliegues con ejes fuertemente inclinados: Estos pliegues aunque de pequeño tamaño, unos pocos metros o menores, son muy llamativos porque sus ejes no guardan relación alguna con el plegamiento general, ya que presentan direcciones muy diversas. Sin embargo, todos ellos tienen sus ejes buzando fuertemente, pudiendo llegar a ser verticales.

Además de los pliegues, como consecuencia de los esfuerzos compresivos, se producen numerosas fallas inversas (Cuevas *et al.*, 1982), que se pueden catalogar en dos conjuntos principales ya que responden a dos vergencias principales:

- A) Las de vergencia NE, relacionables y congruentes con el plegamiento general de la zona. Por un lado, están las fallas inversas de fuerte buzamiento, que cortan según un ángulo uniforme a gran cantidad de bancos de la serie, y que están relacionadas con los pliegues de gran radio. Son fallas de salto variable con estrías según el buzamiento de la falla.

Sin embargo, hay otro tipo de fallas inversas de vergencia NE, que lo constituyen aquellas fallas que rápidamente se paralelizan a la estratificación, produciendo cabalgamientos y pequeñas escamas, así como repeticiones en la serie. Muchas veces, la única evidencia de la existencia de estas fallas es la aparición de planos de mineralización de calcita paralelos a los estratos y la presencia de pequeñas imbricaciones que indican el sentido de desplazamiento.

Estas fallas y cabalgamientos son abundantes en todo el corte, pero existe una relación espacial en su distribución. Mientras que en el SO estas fallas son de fuerte buzamiento ( $60^\circ$  o más), conforme nos desplazamos al Norte van haciéndose progresivamente más tendidas, siendo ya prácticamente horizontales.

- B) Además existen otras, también muy numerosas, con un buzamiento superior a los  $60^\circ$ , de vergencia SO. Estas fallas son netamente posteriores al plegamiento general y a las fallas inversas de vergencia NE, porque cortan a las estructuras ya plegadas.
- C) Del mismo modo, algunas fallas inversas de vergencia NE sufren un fuerte dobladura hacia el Sur tomando el aspecto de fallas normales.
- D) Por último, son numerosos los sistemas de fallas con componentes de salto en dirección. Incluso las fallas inversas fácilmente relacionables con los pliegues han tenido también un juego posterior con los componentes de desgarre. Por una parte, puede decirse que es rara la superficie de falla en la que no se aprecian estrías horizontales o poco inclinadas. Así pues, se pueden diferenciar las fallas que han funcionado como tales desde su origen, de aquellas otras que han tenido un comportamiento previo distinto. Por otra parte, partiendo de un plegamiento, con una dirección media de los ejes de pliegues  $N130^\circ E$ , es razonable suponer la existencia de dos sistemas conjugados de desgarre (Destroso y Sinestroso) de poco salto atribuible. Estos sistemas no han debido ser muy activos aunque se presentan en casi todos los puntos del área como diaclasas diagonales (derecha e izquierda) en las estructuras plegadas.

### **3. METODOLOGÍA**

La metodología seguida en el trabajo incluye los siguientes aspectos:

- 1) Recopilación bibliográfica y revisión de trabajos relacionados con la región y temática de estudio. En este aspecto, ha sido necesario ampliar los conocimientos de fracturación ya que únicamente se ha dado un tema en segundo de carrera, y, también, reforzar los conocimientos de proyección estereográfica, estudiando los fundamentos y características principales de cada representación utilizada.
- 2) Estudio general del acantilado y posterior selección de una zona representativa en la que centrar el trabajo. La selección ha sido particularmente difícil dada la gran riqueza y variedad estructural de la zona, eligiéndose finalmente, un sector próximo a la escalera de acceso, dada la calidad de los afloramientos de dicho sector.
- 3) Trabajos de campo dedicados a la adquisición de datos de; i) La geometría del pliegue ii) tipos de fracturas asociadas, incluyendo la toma de medidas de la orientación de las mismas. iii) establecer conjuntos (orden evolutivo) mediante criterios de campo y primeras interpretaciones.

Para la recogida de los datos empleados en esta memoria se han realizado 16 salidas de campo a la playa de Barrika. En ocasiones esta tarea ha sido bastante difícil, especialmente porque el acceso a este acantilado debe realizarse con marea baja si se desea conseguir una perspectiva general del acantilado y no solo una visión parcial desde la zona próxima al mismo. En consecuencia, no sólo ha habido que coordinar el coeficiente de mareas y la climatología sino que, además, la variación de la fuerza de las mareas y corrientes en función de la estación ha producido, en ocasiones, la ocultación de algunos elementos estructurales por capas de arena y piedras. Sin embargo, estos problemas se han ido paliando paulatinamente debido al aumento progresivo de la destreza y pericia en la recogida y manejo de datos.

- 4) Trabajos de gabinete de; i) representación de los datos de orientaciones de las distintas fracturas (fallas y diaclasas) en proyección estereográfica, realizándolas con ayuda de la plantilla equiareal de Schmidt (a mano) ii) elaboración de diagramas de densidad siguiendo el método de Kalsbeek (a mano) iii) representación de los diagramas a ordenador en proyección estereográfica mediante la aplicación informática Stereonet 9.6.2 (Allmendinger, 2016) iv) Interpretación de los resultados

En cuanto a las herramientas empleadas para el tratamiento de los datos, se han utilizado, principalmente, los siguientes métodos de representación (Phillips, 1975; Marshall y Mitra, 1988): plantilla de Schmidt; diagramas de círculos máximos o diagramas  $\beta$ , diagramas de polos o diagramas  $\pi$ , y diagramas de densidad de polos (método Kalsbeek). Las características principales de los mismos vienen descritas en el Anexo nº 3.

En particular han sido herramientas fundamentales una variante equiareal de la proyección estereográfica y la plantilla de Schmidt. La proyección estereográfica equiangular es una de las mejores técnicas para resolver problemas geométricos en Geología Estructural puesto que conserva las relaciones angulares. Esta última propiedad indica esta proyección no es válida para aplicaciones en las que sea necesario un tratamiento estadístico de datos estructurales, como, por ejemplo, datos sobre orientaciones preferentes de diaclasas en un área. En consecuencia, para el análisis de los distintos elementos geométricos estructurales asociados a los datos recogidos, se ha usado la proyección equiareal de Schmidt que es más útil para realizar recuentos estadísticos de los distintos elementos (planos de falla, lineaciones, etc.). Una vez realizado el diagrama de polos, se ha pasado a efectuar el conteo para obtener el diagrama de contornos o de densidades. Para ello, se ha seguido el método más clásico (Kalsbeek), pues es uno de los más simples que existen para el conteo de puntos y se aplica en cualquier tipo de situación.

Aunque actualmente los diagramas de contornos se construyen directamente en el ordenador con los programas apropiados, creo que es importante comprender los principios del conteo para poder usar correctamente estos métodos gráficos, por lo que, inicialmente, los métodos mencionados anteriormente han sido aplicados manualmente con objeto de profundizar en su comprensión y alcance (lo que me ha creado una gran carga de trabajo adicional teórico). Posteriormente, los datos se han tratado informáticamente con el programa Stereonet 9.6.2 para, en primer lugar, contrastar la solución informática con los

resultados manuales, y, en segundo lugar, conseguir una mejor visualización y presentación de éstos.

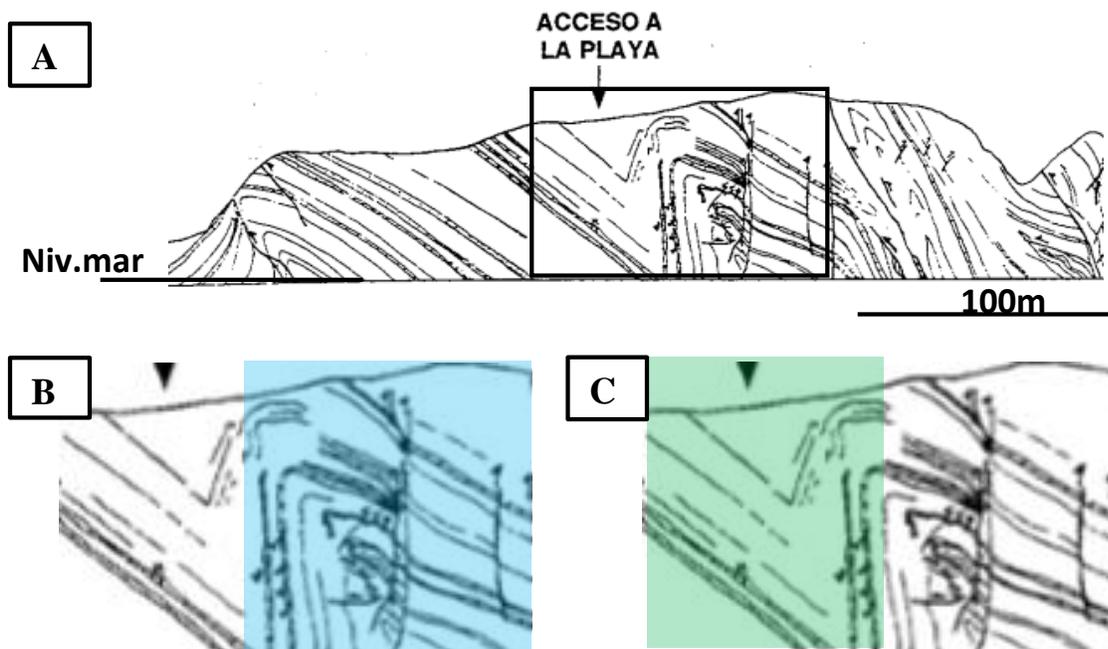
- 5) Análisis conjunto de los resultados e interpretación general centrada en torno a la distribución y evolución, y discusión de los resultados previos y redacción de la memoria definitiva.

#### 4. ESTUDIO DE LA FRACTURACIÓN EN LOS ACANTILADOS DE BARRIKA

La zona seleccionada es un tramo de 100 m de la playa de Barrika, indicado en la figura 4. En el sector elegido se reconocen estructuras ligadas a compresión, en concreto, se observan dos pliegues y estructuras asociadas a los mismos (fallas y diaclasas).

El corte se ha dividido en dos tramos, cada uno correspondiente a un pliegue: pliegue anticlinal (Sector 1) y pliegue sinclinal (Sector 2). Los elementos geométricos principales de un pliegue se detallan en el Anexo nº 3 de la memoria.

Al analizar la fracturación en el corte seleccionado, se ve que las fracturas, están asociadas a los pliegues estudiados. Además están producidos por distintos procesos geológicos cuyos parámetros y efectos han cambiado con el tiempo afectando con distinta fuerza a las rocas de esta zona concreta Aunque normalmente, las fracturas se generan por tres procesos geológicos principales (Price, 1994); deformación como consecuencia de procesos orogénicos, extensión producida por procesos de enfriamiento o desecación y/o por liberación de tensión (stress-release), en este caso concreto, al tratarse de rocas consolidadas el segundo proceso no se considera.



**Figura 4. A)** Corte geológico esquemático de la zona de Barrika donde se ha representado con un cuadrado la zona seleccionada (Cuevas *et al* 1982) **B)** Dentro del corte elegido se ha destacado en azul el Sector 1. **C)** Dentro del corte elegido se ha destacado en verde el Sector 2.

En base a esto, se analizarán los distintos tipos de fracturas, que fundamentalmente, serán diaclasas y fallas; distinguiendo ambas principalmente porque las fallas generalmente llevan asociado un movimiento significativo sobre el plano de fracturación mientras que las diaclasas, aparte de ser habitualmente estructuras de menor tamaño, generalmente suelen tener un desplazamiento más pequeño.

A pesar de considerarse como “estructuras menores”, las diaclasas son las estructuras frágiles más comunes y abundantes de la corteza superior (Engelder, 1987; Pollard y Aydin, 1988), de modo que tales fracturas y más concretamente las diaclasas sistemáticas, han sido objeto de importantes y detallados estudios en los últimos años (Santolaria *et al.*, 2015; Sevillano, 2011).

El desarrollo de estas fracturas presenta una clara relación con el campo de esfuerzos, tanto locales como remotos, que actúa en el momento de su propagación, lo que hace que sean una buena herramienta para el estudio de la variación de los campos de esfuerzos que actúan en una determinada región. En otras ocasiones, su desarrollo está directamente relacionado con la presencia de pliegues y fallas, tanto a escala local como a escala regional. Desde ambos puntos de vista, las diaclasas proporcionan una completa información acerca de los episodios tectónicos acaecidos en una región en un momento dado.

#### **4.1. SECTOR 1**

Este primer sector está caracterizado por la presencia de un pliegue anticlinal asimétrico vergente al NE con la zona de núcleo bastante deformada, como se analizará con más detalle en este apartado. Además, tiene una amplitud de 7m y una longitud de onda de 140m.

A la hora de estudiar la fracturación, se ha analizado cada tipo de fractura por separado, empezando por el estudio de las fallas.

##### **4.1.1. Fallas**

En el caso concreto de este pliegue, se han recogido un total de 44 orientaciones de fallas y a partir de los datos se han establecido 4 tipos principales (Figura 5):

**Tipo 1.** Fallas inversas asociadas a cabalgamientos iniciales previas al plegamiento. Principalmente presentes en los flancos y que, además, debido al deslizamiento capa sobre capa aparecen asociadas a zonas de recristalización de calcita paralelas a los estratos y con estrías según el sentido de buzamiento de los mismos. Al ser previas al plegamiento, presentan distintas orientaciones en función de donde las midamos.

**Tipo 2.** Fallas inversas asociadas a problemas de espacio del núcleo del pliegue. Se han reconocido principalmente porque cortan netamente a la estratificación y están localizadas en la zona de núcleo. Además son numerosas y tienen, por lo general, un buzamiento cercano a 60°, vergentes al SO. Están generadas con el propio plegamiento y cortan a las fallas más antiguas (Tipo 1).

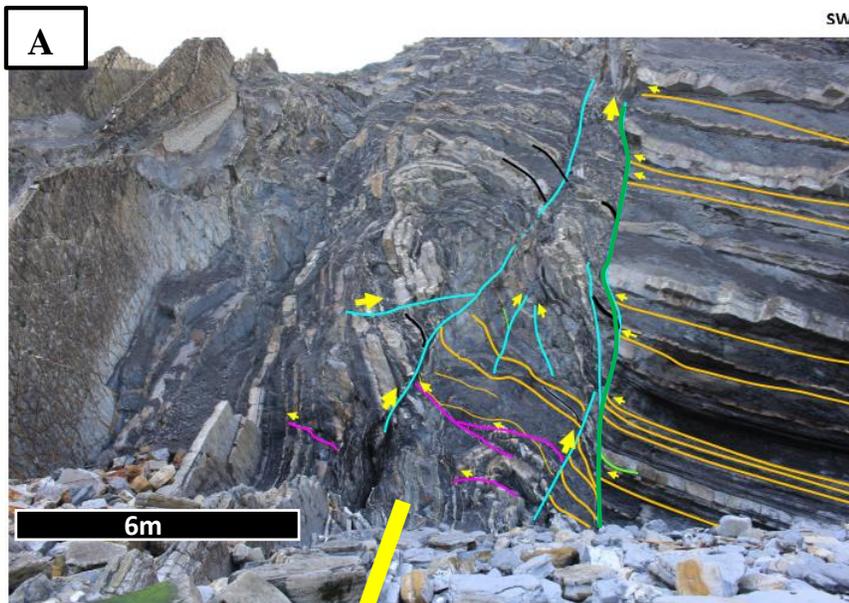
**Tipo 3.** Fallas inversas asociadas al flanco inverso. Todas ellas tienen una vergencia al SE y, son posteriores al plegamiento (cortan a los flancos plegados) aunque son bastante

menos abundantes que los dos tipos anteriores. Se generan por acumulación de la compresión en el flanco inverso.

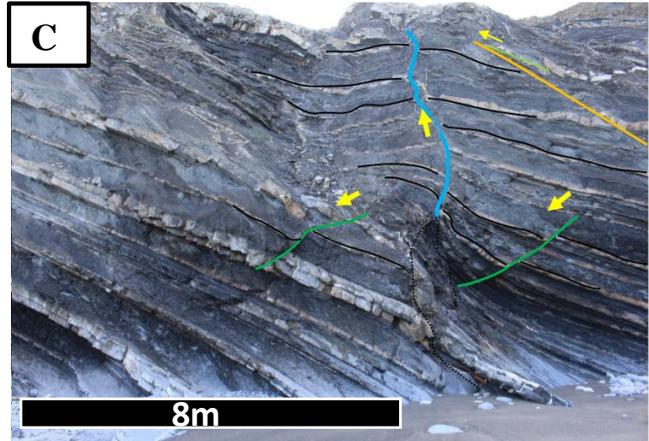
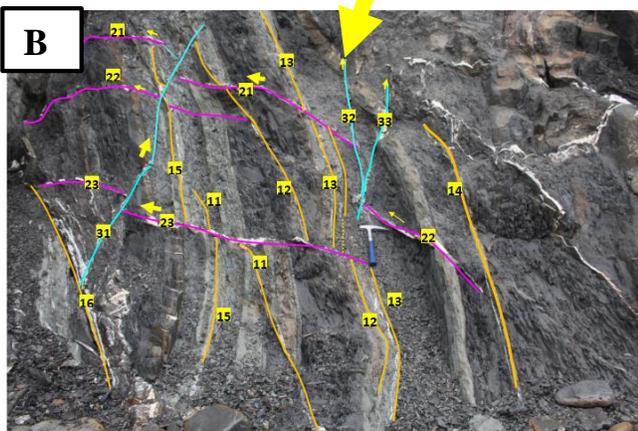
**Tipo 4.** Fallas normales relacionadas con el cese de la compresión (postorogénicas). Son las menos abundantes, viéndose únicamente en el flanco normal del anticlinal. En este caso tienen vergencia al SO y en muchos casos tienen un desplazamiento importante.

Muchas de ellas, en su desarrollo se han rellenado por recristalizaciones (principalmente de calcita aunque algunas, menos abundantes, están rellenas de arcillas y óxidos de hierro). En el caso de las que están rellenas de calcita, facilitan su observación en el afloramiento y, también, conservan más fácilmente las estrías (véase Anexo nº1, Foto 8).

A la hora de representar los datos en proyección estereográfica, y calcular los polos de cada plano de falla representado, se observan 5 grandes conjuntos que se corresponden bastante bien con las interpretaciones realizadas en el campo (Figura 7.A y 7.B).



**Figura 5. A)** Fotografía del anticlinal donde vienen representados los principales tipos de fallas con la siguiente trama de colores: las de Tipo 1 de amarillo, las de Tipo 2 de azul, las de Tipo 3 de rosa y las de Tipo 4 de verde. **B)** Fotografía de detalle del flanco inverso del pliegue donde se han representado los principales tipos de fallas usando el mismo código de colores que en la figura 1.A. **C)** Flanco normal del pliegue donde se observan las fallas de Tipo 4.



Además, en el diagrama de densidades (Figura 7.C) de acuerdo a la recogida de datos en el campo, se aprecia que las fallas de Tipo 1, las previas al plegamiento principal, son las más abundantes. En dicho diagrama, se ha calculado el plano que mejor se ajusta a los polos  $\pi$  de los flancos del anticlinal, considerándose que las fallas de Tipo 1 son prácticamente paralelas a los flancos, y también se ha determinado el plano axial correspondiente y el punto de intersección entre las fallas de cada flanco.

Sin embargo, si se toman medidas de los estratos de cada flanco del pliegue en zonas alejadas de las zonas de núcleo, se obtiene una aproximación del plano axial teórico distinta a la obtenida en la figura 7.C, lo que sugiere que las fallas no son totalmente paralelas a los estratos de cada flanco, y por tanto, la aproximación sería menos acertada.

Aun así, el plano axial teórico (Figura 8) no es del todo correcto, ya que en el campo se ve cómo el plano axial se encuentra deformado (Figura 6). De manera que se han tomado medidas aproximadas de las distintas orientaciones del plano axial en tres secciones (inferior, medio y superior) obteniéndose una disposición del plano axial como la observada en la figura 9, que nada se parece a la teórica de la figura 8.

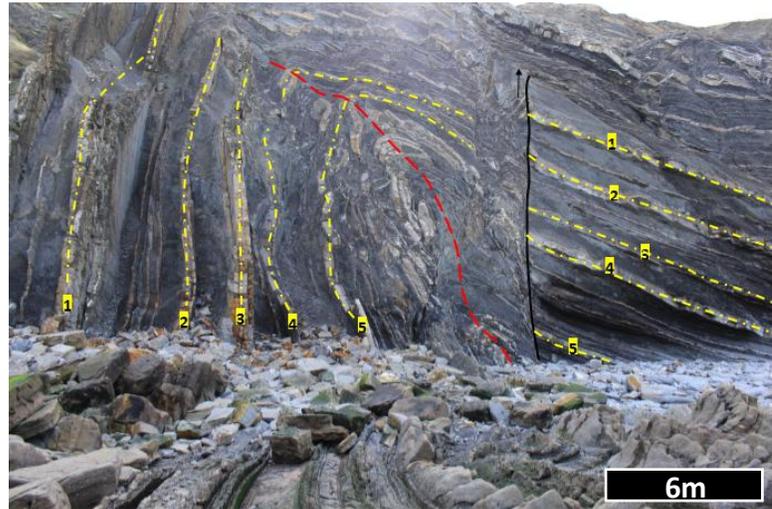


Figura 6. Fotografía del anticlinal del plano axial plegado (representado de color rojo).

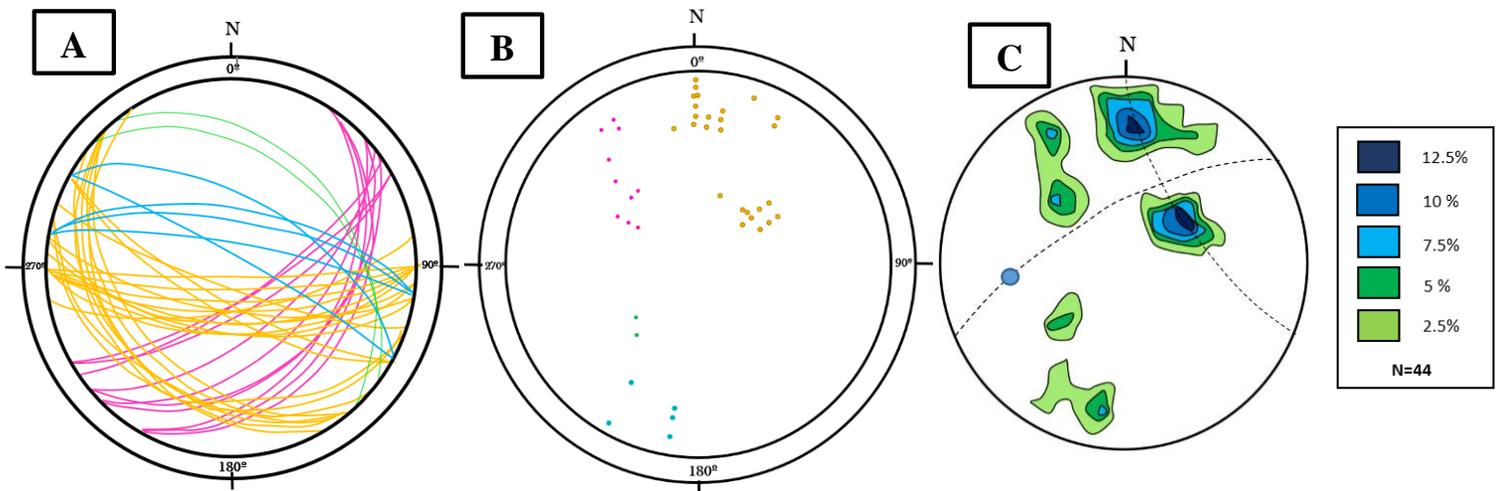
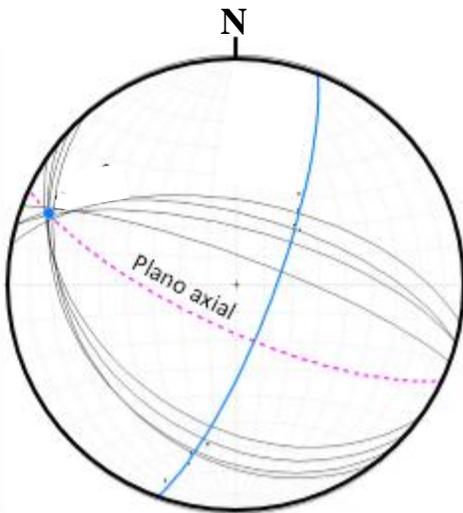
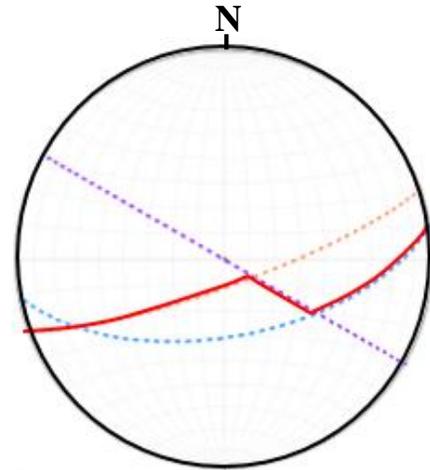


Figura 7. Representación de los distintos tipos de fallas en proyección estereográfica equiareal: **A)** Representación de los planos de falla (Diagrama  $\beta$ ), donde; fallas Tipo 1 (amarillo), fallas Tipo 2 (azul), fallas Tipo 3 (rosa) y fallas Tipo 4 (verdes). **B)** Cálculo de los polos de los planos de falla (Diagrama  $\pi$ ). **C)** Diagrama de densidades de los polos calculados en B representándose; el plano que contiene a los polos de los flancos del pliegue, el plano axial y el punto de intersección entre ambos (punto azul).



**Figura 8. Representación del cálculo del plano axial teórico**, donde; el mejor plano que mejor se ajusta a los polos  $\pi$  viene indicado de color azul y el plano axial con línea rosa discontinua.

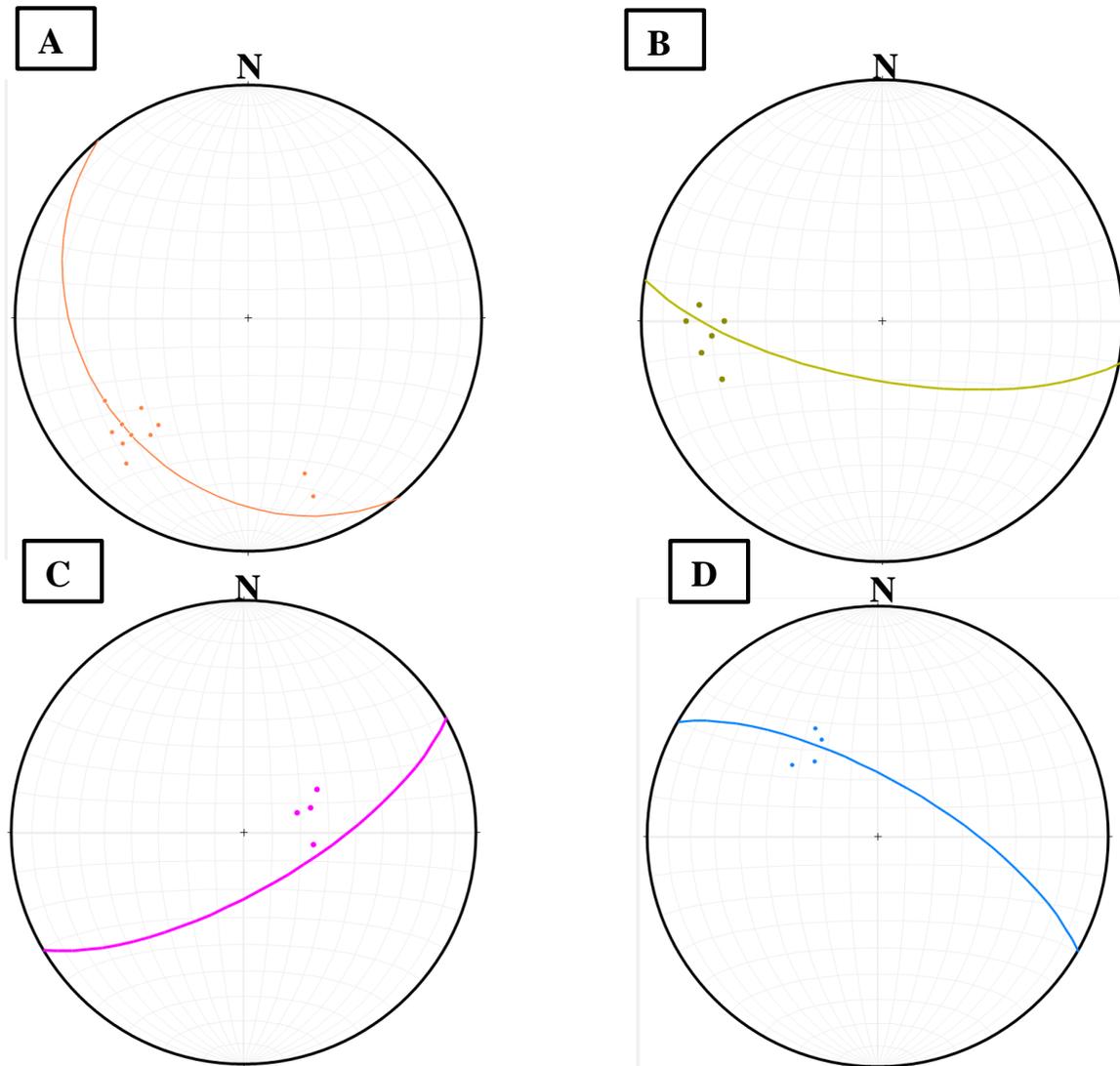


**Figura 9. Diagrama  $\beta$  con los círculos máximos correspondientes a los tres tramos del plano axial medidos en el campo**; donde cada tramo se indica con distinto color: la parte inferior (azul punteada) con orientación 65/170, parte media (morado punteado) con orientación 90/200 y parte superior (naranja punteado) con orientación 80/160. Finalmente, en rojo el plano axial real. Véase la figura 6.

También es interesante observar, cuando el afloramiento lo permite, las estrías de los planos de falla. En primer lugar éstas proporcionan información acerca de la dirección en la que se han movido los materiales a un lado y otro de la superficie de falla, y junto a criterios de campo (por lo general, movimientos relativos de unos bloques con respecto a otros) se pueden catalogar las fallas como inversas, normales o de desgarre. En segundo lugar, pueden indicar que la falla ha sido reactivada. Así, si existiera una falla más antigua originada por un régimen tectónico distinto del actual, la falla presentaría en su superficie diferentes familias de estrías debidas a la acción de distintos estados de esfuerzos. De esta manera la falla antigua presentaría estrías que correspondan a un juego simple pero superpuesto a uno quizá varios eventos más antiguos.

En el caso concreto de este anticlinal, en la mayor parte de planos de falla es difícil ver con claridad varios sistemas de estrías en un mismo plano, ya que en algunos casos no hay crecimiento de calcita que hagan verlo con mayor claridad. En las fallas que si lo tienen, se observan estrías, pero por lo general con una sola dirección preferente, con lo cual no se puede asegurar que hayan tenido actividad posterior o hayan rejogado.

En el caso concreto de las fallas Tipo 1 en el flanco normal, las estrías sobre el mismo tipo de plano no siempre tienen la misma orientación. Si tienen una orientación preferente (30/230) aunque en algunos casos tienen orientaciones algo más oblicuas (20/160), ya que al estar plegadas su orientación varía. Por último, las estrías por lo general, como se observa en la figura 10, muestran una componente de desgarre asociada. En el caso de la figura 10 A y C, se ve como la mayoría de las estrías nos dan un movimiento cercano a la línea de máxima pendiente. En el resto, sin embargo vemos que los puntos que representan a las estrías se encuentran desplazados con respecto a lo que sería la línea de máxima pendiente, esto significa que son fallas inversas con cierta componente de desgarre.



**Figura 10. Representación de cada tipo de fallas con la orientación de sus estrías.** En cada caso se ha utilizado el criterio del mejor plano y se han representado las estrías para cada caso: **A)** El mejor plano para las fallas de Tipo 1 (30/230) asociadas al flanco normal y sus estrías de color naranja. **B)** El mejor plano para las fallas Tipo 1 (70/190) asociadas al flanco inverso y sus estrías de amarillo. **C)** El mejor plano para las fallas de Tipo 3 (70/150) y sus estrías de rosa. **D)** El mejor plano para las fallas de Tipo 2 (70/030) y sus estrías de azul).

#### 4.1.2. Diaclasas

Otras de las fracturas analizadas en el campo son las diaclasas. El estudio realizado está basado en el análisis detallado de una serie de familias de diaclasas que se desarrollan en los dos sectores a lo largo del corte seleccionado, a partir de los cuales ha sido posible una recogida sistemática de datos para realizar un análisis completo de las familias de diaclasas existentes. Dicho análisis tiene como objetivos establecer, en primer término, una serie de relaciones geométricas, determinando detalladamente la orientación de las diaclasas en las distintas familias, así como establecer las relaciones temporales entre las distintas familias de diaclasas (Price y Cosgrove, 1994).

Las familias de diaclasas objeto de este estudio se desarrollan preferentemente en los materiales más competentes, de ambos sectores, es decir en las calcarenitas.

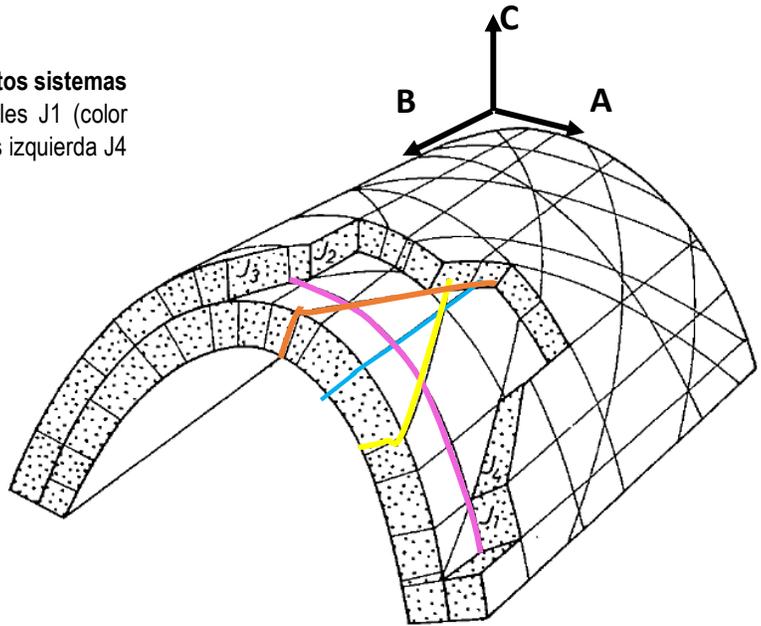
Centrándonos en este sector, se reconocen tres sistemas principales de diaclasas que se originan como resultado directo del plegamiento o empuje en las rocas, durante la etapa temprana del plegamiento (Figura 11).

Unas **diaclasas longitudinales** (J2), paralelas al eje del pliegue. Contenidas en el plano BC .

Unas **diaclasas transversales** (J1), perpendiculares a las diaclasas longitudinales. Contenidas en el plano CA.

Un sistema conjugado de **diaclasas oblicuas** (J3 y J4), que aparecen a bastante menos de  $45^\circ$  en la dirección del transporte tectónico, marcada por la presencia de estrías (originadas por movimientos capa sobre capa). En algunos casos los dos conjuntos que forman el sistema conjugado se desarrollan desigualmente.

**Figura 11. Esquema donde se destacan los distintos sistemas de diaclasas;** longitudinales J2 (azul), transversales J1 (color rosa), oblicuas derecha J3 (color naranja) y oblicuas izquierda J4 (amarillo) (Modificado de Ramsay *et al.*, 1987).



En el caso del flanco normal del anticlinal, la cartografía detallada de las diaclasas asociadas al flanco y la toma de medidas, evidencian la existencia de, al menos cuatro familias claramente diferentes en función de sus orientaciones preferentes. Así, podría decirse que existe una primera familia con una orientación media N290°E, 60°NE (longitudinal), otra segunda familia con una orientación media N180°E, 80°O (transversal) una tercera con orientación media N310°E, 60°NE (oblicua derecha) y finalmente una cuarta que presentaría una orientación media de N250°E, 65°NO (oblicua izquierda).

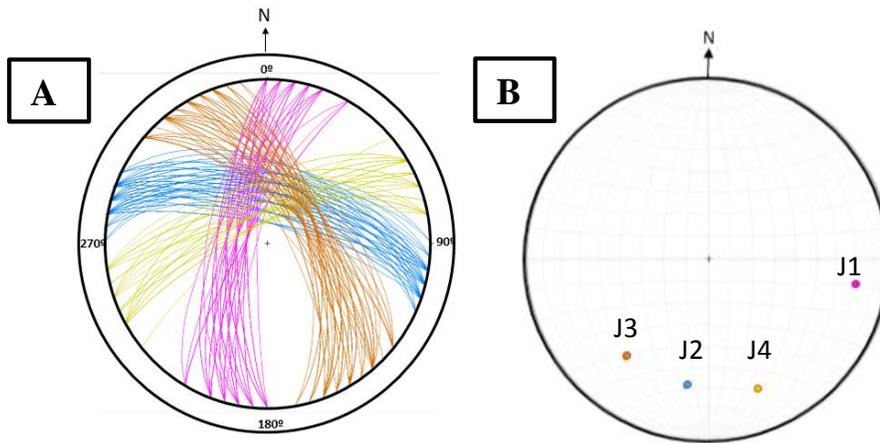


Figura 12. Representación de los distintos tipos de diaclasas del flanco normal en proyección estereográfica equiareal: A) Diagrama  $\beta$ . B) Cálculo de los mejores polos (diagrama  $\pi$ ). En ambos diagramas se ha utilizado el mismo código de colores y nombre que en el esquema de la figura 11.

En cada uno de los sistemas observados hay múltiples planos. De manera que para simplificar la interpretación, se ha utilizado el criterio del mejor polo para cada sistema estudiado, obteniéndose cuatro polos principales (Figuras 12.A y B.).

Las relaciones geométricas entre diaclasas de distintas familias nos permiten establecer sus relaciones temporales, es decir, cuáles son sus edades relativas y finalmente, cómo sería la secuencia de desarrollo temporal bajo la que se han generado estas familias de diaclasas sistemáticas.

Para ello, se llevó a cabo en primer lugar, un conteo de “choques” o terminaciones” entre diaclasas de cada una de las familias restantes; todo esto basándonos en el hecho de que las diaclasas más jóvenes chocan o terminan contra diaclasas previas, siempre y cuando la diaclasa previa no esté cementada y actúe como una superficie libre a través de la cual no pueden transmitirse los esfuerzos (Ramsay y Huber, 1987), impidiendo así que la diaclasa que se desarrolla posteriormente la atraviese y continúe su propagación. En tal caso la segunda diaclasa puede curvarse disponiéndose paralela o perpendicular a la diaclasa previa o adoptando cualquiera de las geometrías de choque descritas en la bibliografía (Ramsay y Huber, 1987).

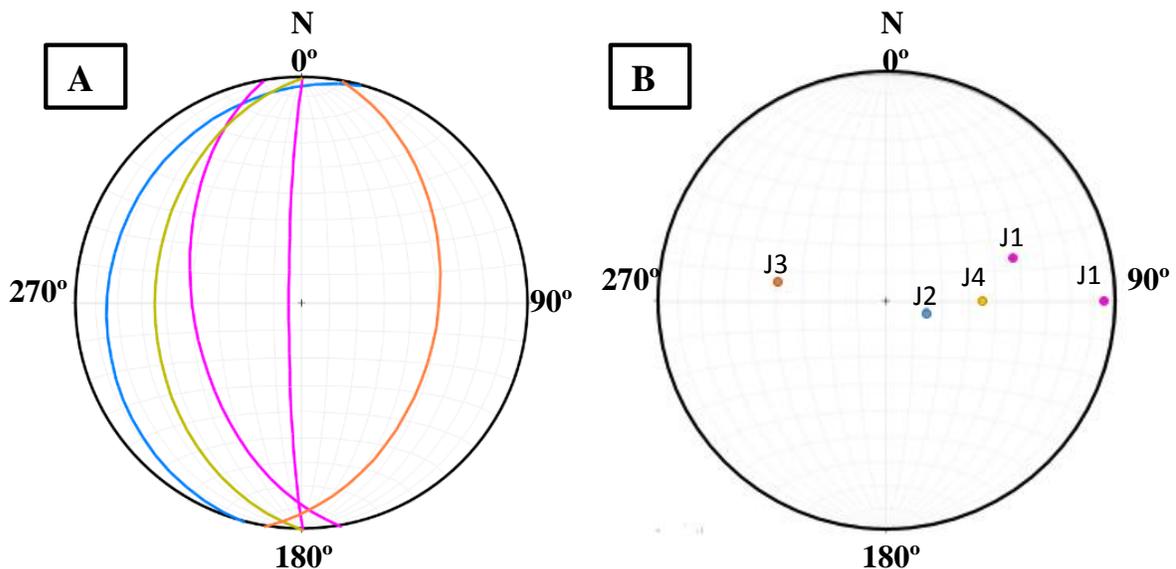
También es necesario destacar que algunos choques no responden a la secuencia temporal establecida, ya que puede suceder que la terminación de una diaclasa previa sea el defecto mecánico en el que se nuclea una nueva diaclasa (Engelder, 1987; Pollard *et al.*, 1988), de modo que aparentemente puede darse el caso de que existan diaclasas antiguas que choquen contra diaclasas más modernas, en cuyo caso se trata de choques aparentes. Este hecho sin embargo, es mucho menos probable que las relaciones que se han descrito previamente, siendo éstas las más comunes.

En resumen, se puede proponer que las diaclasas longitudinales y transversales al menos en el flanco normal, son previas a las diaclasas oblicuas, obteniéndose en este caso concreto, de antiguo a moderno la siguiente secuencia: Longitudinales- transversales- Oblicuas derecha- Oblicuas izquierda. Lo que respondería bastante bien con una compresión inicial (NE-SO) perpendicular el eje del pliegue (NO-SE), produciendo las primeras diaclasas tempranas (longitudinales y transversales). Más tarde, al avanzar la compresión podría producirse una rotación de los esfuerzos compresivos, generándose las diaclasas oblicuas.

En el caso del flanco inverso del anticlinal, la cartografía detallada de las diaclasas asociadas al flanco y la toma de medidas, evidencian los mismos sets de diaclasas. Sin embargo, muestran orientaciones preferentes diferentes a las observadas en el flanco normal. Así, podría decirse que existe una primera familia con una orientación media N195°E, 15°NO (Longitudinal), otra segunda familia con una orientación media N180°E, 85°O (transversal) una tercera con orientación media N10°E, 40°SE (oblicua derecha) y finalmente una cuarta que presentaría una orientación media de N180°E, 35°O (oblicua izquierda) (Figura 13).

Si observamos detenidamente las relaciones entre los distintos sets en el flanco inverso, se ve que algunas mantienen una orientación más o menos constante, como es el caso de las diaclasas oblicuas, mientras que otras como las transversales han cambiado la orientación significativamente (se han plegado). Esto nos da información de la temporalidad entre los distintos sistemas, ya que los sistemas que han cambiado su orientación por procesos de plegamiento posteriores, son previos a los que aproximadamente mantienen la misma orientación. Esta secuencia temporal se ajusta bastante bien a lo establecido en el flanco normal.

Además la litología del flanco invertido, por lo general, es algo menos competente (con mayor proporción de margas), y por lo tanto, el diaclasado lógicamente se ve peor. No solo eso, sino que también algunas superficies de diaclasado han sufrido un proceso de generación de estilolitos, en el cual el relleno de estas fracturas se ha disuelto. Los estilolitos son superficies irregulares, dispuestas de manera más o menos perpendicular al esfuerzo principal mayor. En estas superficies se ha producido una disolución de los componentes calcícticos, quedando como restos insolubles componentes minoritarios como arcillas y óxidos de hierro (ver Fotos 5-7 del Anexo n°1).



**Figura 13. Representación de los distintos tipos de diaclasas del flanco inverso en proyección estereográfica equiareal: A) Diagrama  $\beta$ , utilizando el criterio del mejor plano para cada set. B) Cálculo de los mejores polos en diagrama  $\pi$ . Se ha utilizado la misma nomenclatura y el mismo código de colores que en el esquema de la figura 11.**

## 4.2. SECTOR 2

Este segundo sector está caracterizado por la presencia de un pliegue sinclinal asimétrico vergente al NE de amplitud 7 m, con la zona de núcleo bastante deformada, como también ocurre en el sector 1.

Al igual que el sector anterior, se analizarán cada tipo de fractura por separado empezando, al igual que en el primero, por las fallas.

### 4.2.1. Fallas

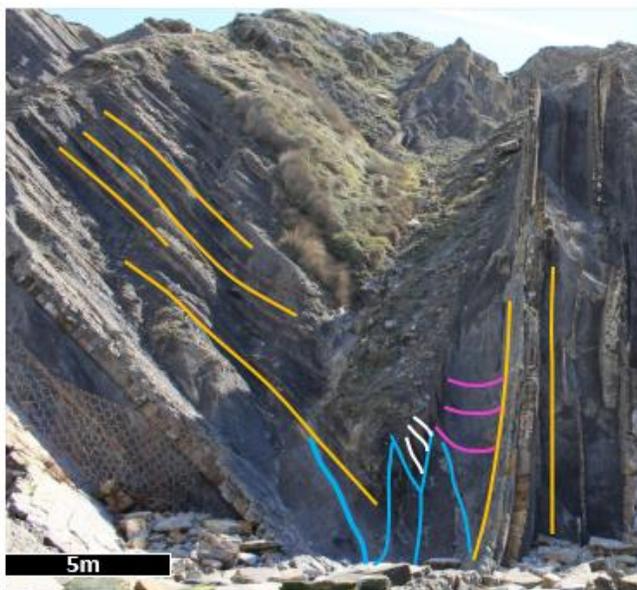
En este pliegue en el campo se han reconocido principalmente solo tres tipos de fallas (Figura 14):

Tipo 1. Fallas inversas asociadas a los cabalgamientos principales (anteriores al plegamiento principal).

Tipo 2. Fallas inversas asociadas a los problemas de núcleo (se generan con el propio plegamiento).

Tipo 3. Fallas inversas relacionadas con el flanco inverso. Son posteriores al plegamiento puesto que cortan a los flancos ya plegados y se producen por acumulación de la compresión en el flanco inverso.

Sin embargo, no se han reconocido en este sector las fallas de Tipo 4.



**Figura 14. Fotografía del sinclinal con los principales tipos de fallas ilustradas:** las de Tipo 1 de amarillo, las de Tipo 2 de azul, las terminaciones en cola de blanco y las de Tipo 3 de rosa.

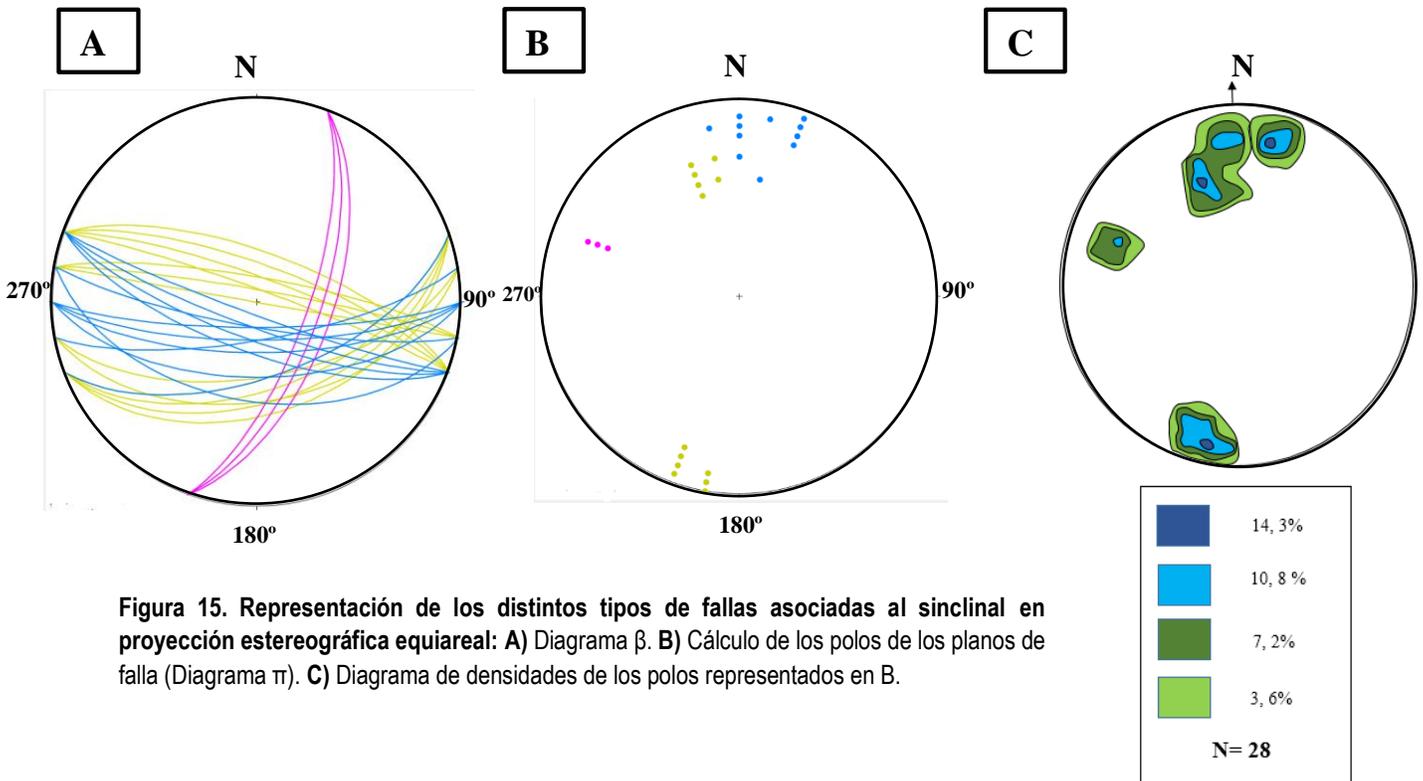
En la representación estereográfica que presento, se han obviado las terminaciones en cola de las fallas de Tipo 2, representadas en blanco en la figura 14.

Algunas de las fallas que se han medido no tienen superficies rectilíneas, entre otras cosas, porque los materiales geológicos no son isótopos. Las inhomogeneidades causadas por cambios

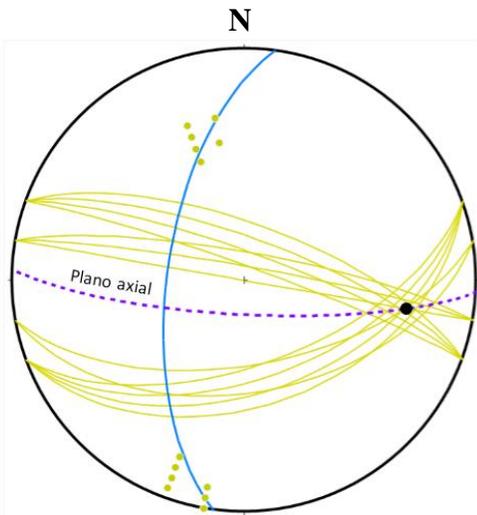
de litología y estructuras previas a escala local o regional, inducen variaciones direccionales en el vector de propagación de una falla, en otras palabras, una falla o zona de falla no puede mantener una continuidad en la dirección (a veces ni siquiera una continuidad) debido a los cambios físicos que encuentra en el camino. La presencia de inflexiones y saltos a lo largo de una falla promueve la formación de estructuras denominadas **duplex** (Woodcox y Fischer, 1986). Las rocas que se encuentran dentro de la zona de influencia de una inflexión o salto se pueden fallar progresivamente (fallas menores paralelas a la dirección de la inflexión) generando sistemas imbricados en relación a la falla principal, que es lo que ocurre en el caso de las fallas de Tipo 2 en la zona de charnela del sinclinal estudiado (Figura 14).

A la hora de representar los datos en proyección estereográfica, y calcular los polos de cada plano de falla representado, se observa que se agrupan en 4 grandes conjuntos que se corresponden bastante bien con las interpretaciones que he visto en el campo antes de realizar la medida estadística (Figura 15.A y B). En el diagrama de densidades (Figura 15.C) también se puede apreciar cómo no todos los tipos de fallas abundan por igual; en este caso, da la impresión de que abundan más las de Tipo 2 aunque esto se debe a una recogida de datos diferencial.

Por último, se ha calculado el plano axial teórico de este pliegue. Para ello, a la hora de representar los datos se ha considerado que las fallas de Tipo 1 son paralelas a los flancos. Además de calcular el plano axial, también se ha representado el plano que mejor se ajusta a los polos  $\pi$  correspondientes a los flancos del anticlinal, y el punto de intersección de ambos flancos, obteniéndose la situación mostrada en la figura 16. En este caso, al ser fallas alejadas de la zona de núcleo, se ha considerado como bueno el cálculo del plano axial teórico.



**Figura 15. Representación de los distintos tipos de fallas asociadas al sinclinal en proyección estereográfica equiareal: A) Diagrama  $\beta$ . B) Cálculo de los polos de los planos de falla (Diagrama  $\pi$ ). C) Diagrama de densidades de los polos representados en B.**



**Figura 16. Representación del cálculo del plano axial teórico**, donde; el mejor plano que contiene a los polos  $\pi$  viene indicado de color azul, el plano axial con línea morada discontinua y con un punto negro la intersección de ambos flancos (considerándose las fallas representadas paralelas a la estratificación).

#### 4.2.2. Diaclasas

Las familias de diaclasas estudiadas, en este pliegue, se desarrollan preferentemente, como cabe esperar, en los materiales más competentes, de ambos sectores, es decir, en las calcarenitas.

En este sector, se reconocen tres sistemas principales de diaclasas que se originan como resultado directo del plegamiento o empuje en las rocas, durante la etapa temprana del plegamiento. (Véase la Figura 11)

Unas **diaclasas longitudinales** (J2), paralelas al eje del pliegue. Contenidas en el plano BC.

Un **diaclasas transversales** (J1), perpendicular a las diaclasas longitudinales. Contenidas en el plano CA.

Un sistema conjugado de **diaclasas oblicuas** (J3 y J4), que aparecen a bastante menos de  $45^\circ$  en la dirección del transporte tectónico marcada por la presencia de estrías (originadas por movimientos capa sobre capa). En algunos casos los dos conjuntos que forman el sistema conjugado se desarrollan desigualmente.

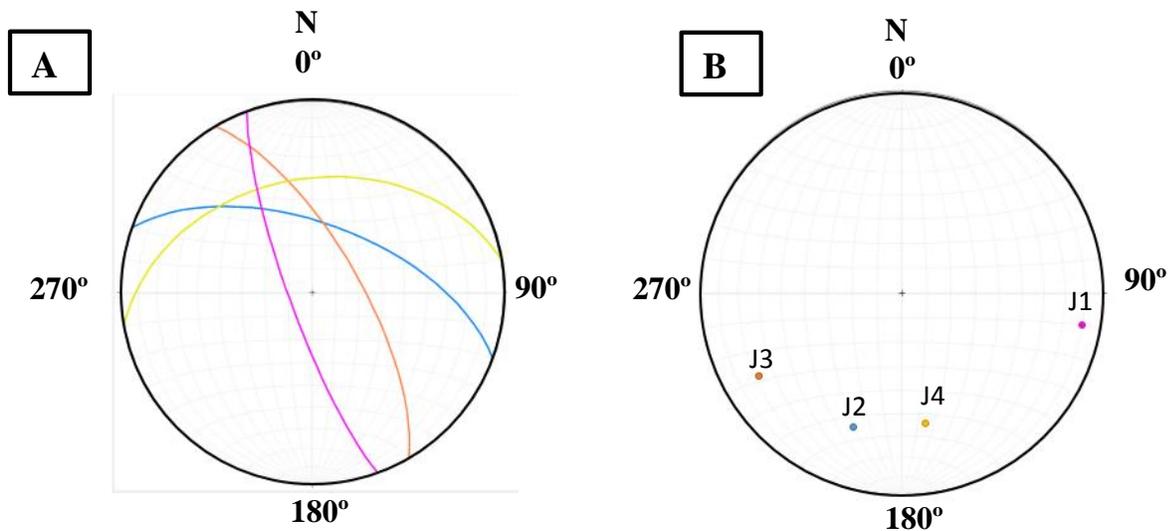
En el caso del flanco normal del sinclinal, la cartografía detallada de las diaclasas asociadas al flanco y la toma de medidas, muestran la existencia de, al menos cuatro familias diferentes en función de sus orientaciones preferentes. Así, podría decirse que existe una primera familia con una orientación media N290°E, 60°NE (longitudinal), otra segunda familia con una orientación media N190°E, 80°SO (transversal) una tercera con orientación media N330°E, 70°NE (oblicua derecha) y finalmente una cuarta que presentaría una orientación media de N260°E, 55°NO (oblicua izquierda) (Figura 18).

Las orientaciones de las diaclasas medidas en este flanco han sido proyectadas en diagramas  $\beta$  y  $\pi$ , utilizando el criterio del mejor plano y el mejor polo para cada set, obteniéndose

la representación de la figura 18. Comparando estos resultados con los establecidos para el flanco normal del anticlinal (Figura 13) se ve que son bastante similares entre sí.

Sin embargo, si las comparamos con las del flanco inverso, vemos que los polos máximos varían respecto a la posición del flanco normal. Se observa que algunas han mantenido una trayectoria más o menos constante, como es el caso de las diaclasas oblicuas, mientras que otras como las transversales han cambiado la orientación significativamente (se han plegado). Esto nos indica que las que han cambiado su orientación en principio son previas a las que no lo han hecho.

Si además, observamos en el flanco normal como unos sistemas de diaclasas terminan o chocan con respecto a otros, podemos deducir aproximadamente la temporalidad de las mismas; obteniéndose en este caso concreto, de antiguo a moderno la siguiente secuencia: Longitudinales-transversales-Oblicuas derecha- Oblicuas izquierda



**Figura 18. Representación de los valores medios de los distintos tipos de diaclasas del flanco normal del sinclinal en proyección estereográfica equiareal: A) Utilizando el criterio del mejor plano para cada set. B) Cálculo de los mejores polos en diagrama  $\pi$ . Se ha utilizado el mismo código de colores que en la figura 11.**

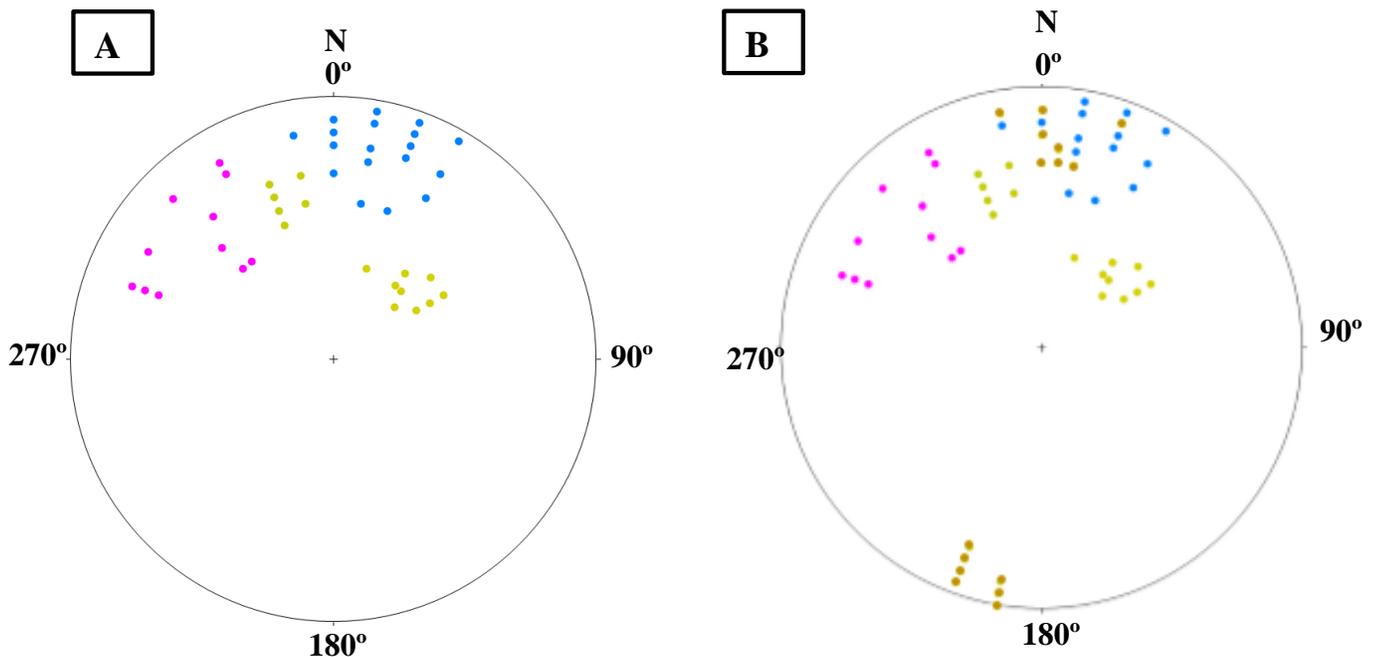
### 4.3. ANÁLISIS CONJUNTO DE LOS SECTORES 1 Y 2

Aunque se ha estudiado la fracturación por separado en los flancos de los pliegues, al comparar los datos se observa que tienen aproximadamente los mismos valores. Para ello, se ha hecho una correlación entre los resultados obtenidos en ambos sectores. En primer lugar, se han representado conjuntamente los datos obtenidos de los distintos tipos de fallas en ambos pliegues (Figura 19) y, en segundo lugar, se han comparado las diaclasas de los flancos normales de cada uno de ellos (Figura 20).

### 4.3.1. Fallas

Al observar los resultados conjuntamente (Figura 19.A y B), por lo general, se obtienen resultados bastante coherentes, excepto en el caso de las fallas Tipo 1. Lógicamente éstas últimas al ser previas al plegamiento, están deformadas, y su orientación varía de un flanco a otro. En principio, las fallas Tipo 1 presentes en el flanco normal de cada pliegue, deberían ser similares entre sí, aunque si se observa la figura 19 (polos amarillos), no forman un único conjunto, puesto que están plegadas. En el caso del flanco inverso (el mismo para ambos pliegues), los polos de las fallas medidas deberían dar un solo conjunto. Sin embargo, tal y como se aprecia en la figura 19.B (polos marrones), dan dos conjuntos bastante distantes entre sí. Esto se debe probablemente, a que algunas de las fallas están medidas en zonas cercanas al núcleo del anticlinal (polos parte inferior diagrama), y por consiguiente, están deformadas y su orientación es diferente de las que están más alejadas (parte superior del diagrama).

En los tipos de fallas restantes (Tipo 2 y Tipo 3), al estar asociadas a la formación de los pliegues, dan resultados similares en ambos sectores (Figura 19), observándose un conjunto por cada tipo de falla (azul y rosa). Las pequeñas diferencias observadas dentro de cada conjunto pueden ser consecuencia de diferencias litológicas, y también del nivel de observación, que en el caso del pliegue sinclinal es bastante peor dada la presencia de gran cantidad de derrubios.



**Figura 19. A)** Representación conjunta de las fallas de ambos pliegues (excepto las de Tipo 1 correspondientes al flanco inverso); Tipo 1 (color amarillo), Tipo 2 (color azul), Tipo 3 (color rosa) **B)** Mismo diagrama ilustrando también las fallas Tipo 1 del flanco inverso (polos marrones)

### 4.3.2. Diaclasas

En este caso, únicamente se comparan las diaclasas asociadas a los flancos normales de cada pliegue, puesto que el flanco inverso es el mismo para ambos.

Al representar de manera conjunta los polos máximos de las diaclasas de cada flanco normal, se ve que algunos son coincidentes en sus medidas, es el caso de las longitudinales de cada pliegue J2<sub>A</sub> y J2<sub>B</sub>, mientras que en el resto, J1<sub>A</sub> y J1<sub>B</sub>, J3<sub>A</sub> y J3<sub>B</sub>, J4<sub>A</sub> y J4<sub>B</sub>, se acercan bastante (véase la figura 20).

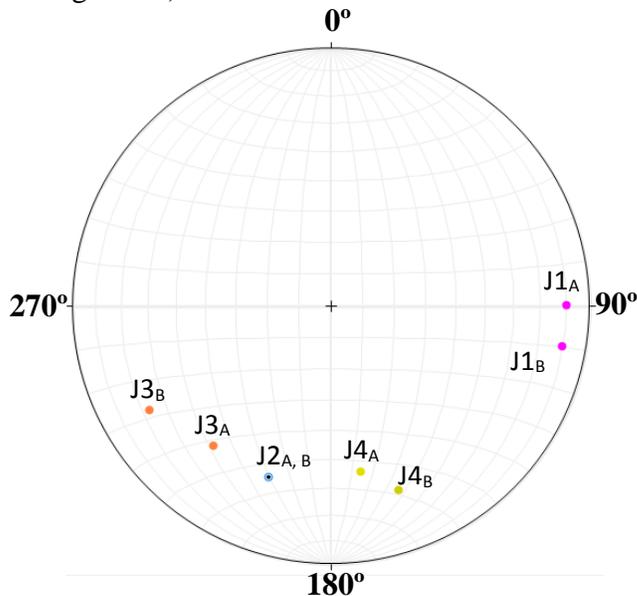


Figura 20. Comparación de los polos máximos de las diaclasas de los flancos normales de cada pliegue: longitudinales (azul), transversales (rosa), oblicuas derecha (naranja) y oblicuas izquierda (amarillas). Además se ha indicado a que pliegue pertenecen con la letra A para el anticlinal y la letra B para el sinclinal.

## 5. DISCUSIÓN

El análisis de la fracturación de los acantilados de Barrika y de las estructuras de plegamiento a escala de afloramiento, conduce a unos resultados significativos, claros y coherentes.

En el sector 1 estudiado, correspondiente al pliegue anticlinal, la dirección de compresión principal es aproximadamente SO-NE, y está asociado a distintos tipos de fallas.

Se han agrupado en los siguientes cuatro grandes grupos, (véanse las Figuras 5, 6, y 14):

- 1) Las fallas inversas de vergencia SE (en rosa) normalmente asociadas a problemas de plegamiento del flanco inverso.
- 2) Otro tipo de fallas inversas (en amarillo) lo constituyen aquellas fallas que rápidamente se paralelizan a la estratificación, produciendo cabalgamientos y pequeñas escamas, así como repeticiones en la serie. Muchas veces, la única evidencia de la existencia de estas fallas es la aparición de planos de mineralización de calcita paralelos a los estratos y la presencia de pequeñas imbricaciones que indican el sentido de desplazamiento. Al ser previas al

plegamiento, están deformadas y muestran distintas orientaciones dentro del anticlinal.

- 3) Las fallas inversas de vergencia al SO (en azul) están asociadas, en general, a la resolución de problemas de núcleo durante el plegamiento avanzado de la zona.
- 4) Por último, las fallas normales de vergencia SO (en verde) que son post-orogénicas en el sentido de que están relacionadas con el cese de la compresión.

Dentro de estos cuatro conjuntos, las más importantes en cuanto al desplazamiento que llevan asociado, no se corresponden con las más fáciles de observar en el campo, ya que en este caso concreto, las que más desplazamiento tienen son las de Tipo 1, que son paralelas a la estratificación y no son fáciles de reconocer cuando no tienen recristalizaciones de calcita.

Es necesario señalar que la observación de fallas con un solo movimiento a lo largo de la superficie de falla, no implica necesariamente que la falla hay rejugado en un solo evento.

En el caso concreto del anticlinal, aunque he analizado las estrías de los distintos tipos de fallas, en ningún caso he observado distintas direcciones de estrías en un mismo plano de falla, por lo que no se ha podido asegurar que haya habido reactivación de las fallas. Aunque si se ve, que dentro de un mismo conjunto de fallas (Tipo 1-flanco normal- véase Figura 5), la orientación varía ligeramente respecto a la preferente (NE-SO), debido a que están plegadas.

No solo eso, sino que también, gracias a la representación de las estrías junto con el mejor plano de cada tipo de falla establecido, he visto que la mayoría de fallas han tenido una componente de dirección en su movimiento (ya que muchas de las estrías se encuentran poco tendidas y alejadas de la línea de máxima pendiente).

Además de fallas, los esfuerzos compresivos, sobre todo al inicio del plegamiento, generan múltiples sistemas de diaclasas que afectan principalmente a las capas más competentes como fácilmente se aprecia en las figuras 12 y 13 del anticlinal, reconocidas en este trabajo.

En el sector 1, en el flanco normal, se han reconocido cuatro conjuntos (sets) de diaclasas, que se repetían en distintos estratos competentes, por lo que cada set es bastante abundante. Dentro de estos cuatro sistemas se ha visto que las longitudinales y las oblicuas son bastante abundantes, aunque todas ellas están asociadas al inicio del plegamiento de la zona.

Por otra parte, en el flanco inverso, se han reconocido los mismos cuatro sistemas pero con orientaciones distintas. Por una parte, este cambio de orientación puede deberse al plegamiento de las mismas. Sin embargo al representar los datos obtenidos en el campo de forma estereográfica, se obtiene que algunos sets mantienen aproximadamente la orientación, mientras que otros han sido deformados, siendo éstos últimos anteriores. Este hecho junto al criterio de choques utilizado entre los distintos sets de diaclasas, nos ha permitido establecer una secuencia temporal de formación de las mismas, obteniéndose finalmente (de antiguo a moderno) la sucesión: longitudinales, transversales y finalmente oblicuas.

Esta secuencia temporal sugiere una dirección inicial del esfuerzo compresivo perpendicular al eje del pliegue anticlinal originándose las diaclasas longitudinales y transversales. Posteriormente el esfuerzo rotó, generándose las diaclasas oblicuas y algunas de las previas fueron deformadas.

El sector 2, correspondiente al pliegue sinclinal, responde de forma similar a la compresión, obteniéndose prácticamente los mismos sistemas de fallas. En este caso tengo más representaciones de tipo dos debido a la recogida diferencia de datos en el campo.

Sin embargo, en este caso, no se ha podido hacer un análisis detallado de las estrías debido a la imposibilidad de tomar medidas suficientes para cada tipo de falla, ya que muchas de las superficies eran difíciles de observar o no conservaban bien las estrías en los planos observados.

En cuanto a las diaclasas se deduce que en el flanco normal del sinclinal presentan una orientación similar a las del flanco normal del sector 1 (anticlinal). No se hace un comentario sobre el flanco inverso puesto que es común en los dos pliegues.

## **6. CONCLUSIONES**

A partir de la información obtenida en ambos sectores, se propone que la temporalidad de los eventos estructurales ocurridos, ha sido la siguiente;

- (1) Inicio de la compresión en sentido (NE-SO) produciendo los primeros cabalgamientos (Fallas Tipo 1).
- (2) Continuación de la compresión, genera plegamiento en esa misma dirección (se forman los pliegues con ejes poco inclinados en el caso que he estudiado, y con geometría angular) y se producen los sets longitudinales y transversales de diaclasas asociadas.
- (3) Continúa el plegamiento, con una rotación de los esfuerzos, genera las diaclasas oblicuas.
- (4) En relación al avance del plegamiento, se producen problemas de espacio ligados a la zona de núcleo y fracturación del flanco inverso por acumulación de la compresión, dando lugar a las fallas inversas de Tipo 2 y 3.
- (5) Finalmente el cese de la compresión, produce unas fallas normales en algunas zonas del corte, que se han reconocido en este trabajo en el flanco normal del anticlinal.

El objetivo de este trabajo era analizar los distintos tipos de fracturas, estudiar su relación con el desarrollo de los pliegues, y, finalmente, comparar la información obtenida con estudios anteriores en la zona. Por lo general, al comparar los resultados obtenidos, se ve que son bastante coherentes. Sin embargo, en este trabajo no se ha podido comprobar que haya habido un rejuego de fallas, por lo que una continuación natural de este trabajo pasaría por ampliar la zona estudiada

y hacer un análisis detallado, análogo al realizado en esta zona concreta, en busca de superficies de falla que tengan varios sistemas de estrías asociados.

Dado que este trabajo ha sido el primero sobre análisis de la fracturación en el Sinclinorio de Vizcaya y su limitada extensión estructural, sería interesante comprobar si los resultados obtenidos se repiten o son de aplicación más general en esta zona del Arco Vasco.

## **Agradecimientos**

Por último, desearía agradecer su tiempo y dedicación a la Prof. Julia Cuevas Urionabarrenechea, puesto que su continuo apoyo y guía han sido fundamentales para la realización de esta memoria.

## **7. BIBLIOGRAFÍA**

Ábalos, B. 2016. Geologic map of the Basque-Cantabrian Basin and a new tectonic interpretation of the Basque Arc. *International Journal of Earth Sciences*. (Doi: 10.1007/s00531-016-1291-6).

Allmendinger, R. *Stereonet* for Windows. Version 9.6.2, 2016.

Aranguren, A.; Cuevas, J.; Badillo, J.M.; Tubía, J.M., 1999. Estudio estructural del sector central del arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantábrica). *Boletín Geológico y Minero*, 110: 3-18.

Calvo, M.; Cuevas, J.; Tubía, J.M.; Bógalo, M.F. y Gogichaishvili, A., 2007. A paleomagnetic study of the Basque Arc (Basque-Cantabrian Basin, Western Pyrenees). *International Journal of Earth Sciences*, 96: 1163-1178.

Choukroune, P., 1976. Structure et évolution tectonique de la zone nordpyrénéenne (analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité subverticale). *Mémoires de la Société Géologique de France*, 55: 127 p.

Cuevas, J.; Eguiluz, L.; Ramón-Lluch, R. y Tubía, J.M., 1982. Sobre la existencia de una deformación tectónica compleja en el flanco N del sinclinal de Oiz-Punta Galea (Vizcaya). *Investigación y espacio*, 5: 47-61.

Cuevas, J.; Aranguren, A.; Badillo, J.M. y Tubía, J.M., 1998. Tectónica de inversión en el sector central del Arco Vasco (Cuenca-Vasco Cantábrica). *Geogaceta*, 24, 95- 98.

Cuevas, J.; Aranguren, A.; Badillo, J.M. y Tubía, J.M., 1999. Estudio estructural del sector central del arco vasco (Cuenca Vasco Cantábrica). *Boletín Geológico y Minero*, 110: 3-18.

Cuevas, J. y Tubía, J.M., 1999. The discovery of scapolite marbles in the Biscay Synclitorium (Basque-Cantabrian basin, Western Pyrenees): Geodynamic implications. *Terra Nova*, 11: 259-265.

de Linaje, V. A.; Fernández-Lerín, B.; Apodaca, J.; Biain, A.; Jaca, E.; Hernández-Martín, S. y Elorza, J., 2009. Turbiditas carbonatadas en la Playa de Muriola (Barrika, Arco Vasco): edad, deformación, contenidos de CaCO<sub>3</sub> y presencia de barita diagenética. *Geogaceta*, 47: 69-72

Engelder, T., 1987. Joints and some fractures in rocks. En: *Fracture Mechanics of Rock*, B. Atkinson (Ed.): 27-69. Academic Press. London.

E.V.E. 1993.- Mapa geológico nº37-IV (Algora). Escala 1: 25.000. Gobierno Vasco: Gráficas Indauchu, S.A-Gallarta (Vizcaya)

Feuillée, P. y Rat, P., 1971. Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. En: *Historie structural du Golfe de Gascogne*, J. Debyser, X. Le Pichon y L. Montadert (Eds.): 1-48. Technip. Paris.

Fossen, H., 2010. *Structural Geology*: 219-239. Cambridge University Press. Glasgow.

Jammes, S.; Manatschal, G.; Lavier, L. y Masini, E., 2009. Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: example of the Western Pyrenees. *Tectonics*, 28 (TC4012): 1-24.

Marshal, S. y Mitra, G., 1988. *Basic methods of Structural geology*. Prentice Hall. California.

Mathey, B., 1982. El Cretácico superior del Arco Vasco. En: *El cretácico de España*, Universidad Complutense Madrid y CSIC (Eds.): 111-136. Madrid.

Olivet, J.L., 1996. Cinématique de la plaque Ibérique. *Bulletin des centres de recherches exploration - production Elf-Aquitaine*, 20: 131-195.

Pascual, A. y Berrocoso, A. J., 2003. Datos paleoceanográficos aportados por los foraminíferos de la sección de Barrika. *Geogaceta*, 34: 63-66.

Pascual, A.; Berrocoso, A. J. y Elorza, J., 2001. Señales geoquímicas y micropaleontológicas como marcadores de eventos paleoceanográficos en el Santoniense del Arco Vasco. *Geogaceta*, 30: 155-158.

Phillips, F.C., 1975. *La aplicación de la Proyección Estereográfica en Geología Estructural*. Editorial Blume. Madrid-Barcelona.

Pollard, D.D.; Bergbauer, S. y Mynatt, I., 2004. Using differential geometry to characterize and analyze the morphology of joints, *Geological Society of London*, 231: 153-182.

Pollard, D.D. y Aydin, A., 1988. Progress in Understanding Jointing over the Past Century. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1181-1204.

Price, N.J. y Cosgrove, J.W., 1994. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press. Cambridge.

Ramsay, J.G. y Huber, M.I., 1987. *The techniques of modern structural geology, vol. 2: Folds and fractures*. Academic Press. London.

Rat, P., 1988. The Basque-Cantabrian basin between the Iberian and European plates. Some facts but still many problems. *Sociedad Geológica de España*, 1: 327-348.

Rodríguez, L.; Esteban, J.J.; Vegas, N. y Cuevas, J., 2008. Tectónica de inversión en la Playa de Sopelana (Arco Vasco, Pirineos occidentales). *Geogaceta*, 45: 23-26.

Santolaria, P.; Mochales, T.; Casas, A. y Soto, R., 2015. Análisis de la fracturación en una cuenca de antepaís: el caso de la Fm. Escanilla (Cuenca de Aínsa, Zona Surpirenaica). *Geogaceta*, 58: 87-90.

Sevillano, A.; Gutierrez-Alonso, G. y Gross M.R., 2001. Análisis de las características geométricas y desarrollo temporal de un sistema de diaclasas en las rocas triásicas del límite Cordillera Ibérica-Sistema Central. *Geogaceta*, 29: 127-130.

Vissers, R.L.M.; van Hinsbergen D.J.J.; van der Meer, D. G. y Spakmann, W., 2016. Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Research*, 34: 48-59.

Vissers, R.L.M. y Meijer, P.Th., 2012. Mesozoic rotation of Iberia: subduction in the Pyrenees? *Earth Science Reviews*, 110: 93–110.

Woodcock, N.H. y Fischer, M., 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 25: 725-735.

## 8. ANEXOS

### ANEXO N°1 → FOTOGRÁFICO



Foto 1. Fotografía de parte del corte estudiado.

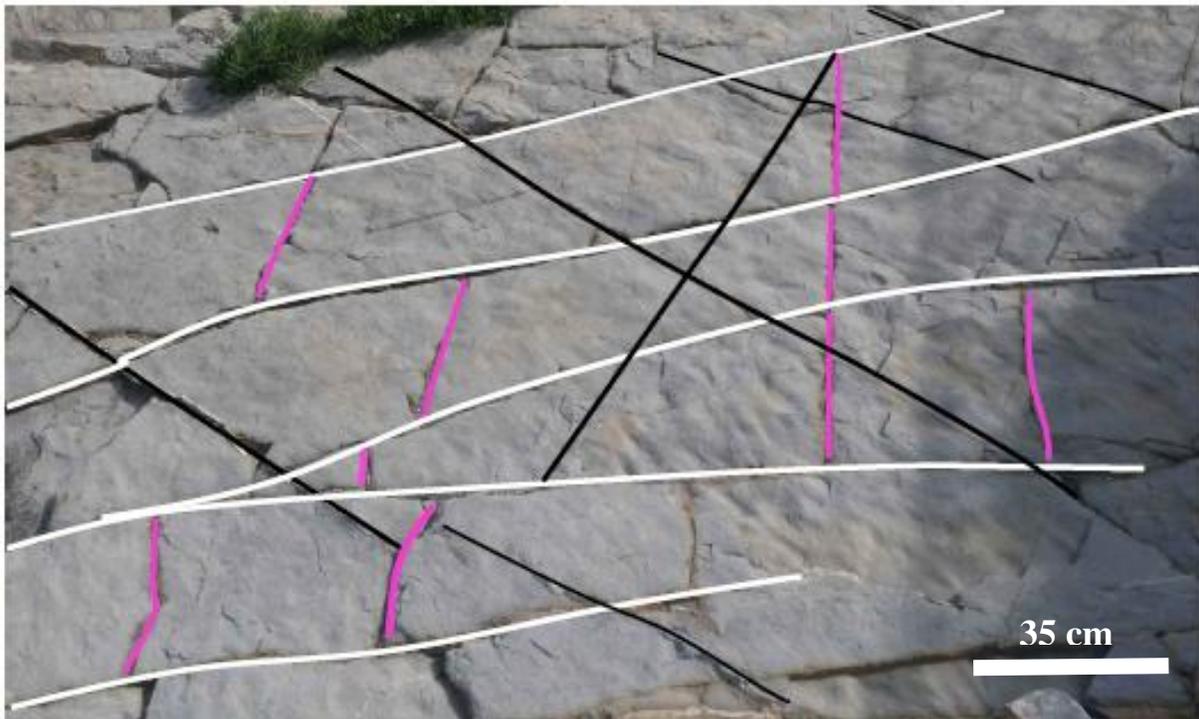


Foto 2. Sets de diaclasas del flanco normal del sinclinal; Longitudinales (blanco), Transversales (rosa) y Oblicuas (derecha e izquierda) (negro)

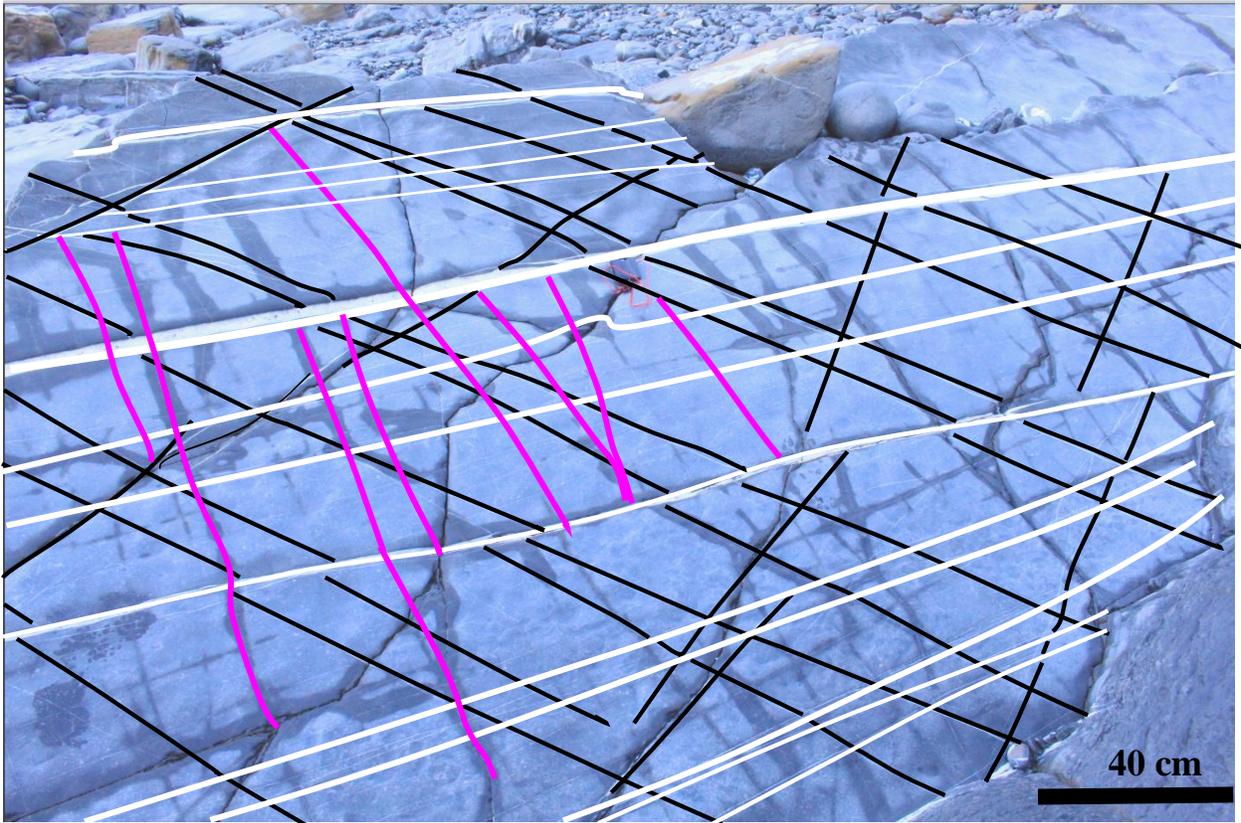


Foto 3. Sets de diaclasas más representativos del flanco normal del anticlinal: diaclasas longitudinales (blanco), diaclasas transversales (rosa) y las Oblicuas (Derecha e izquierda) (negro)

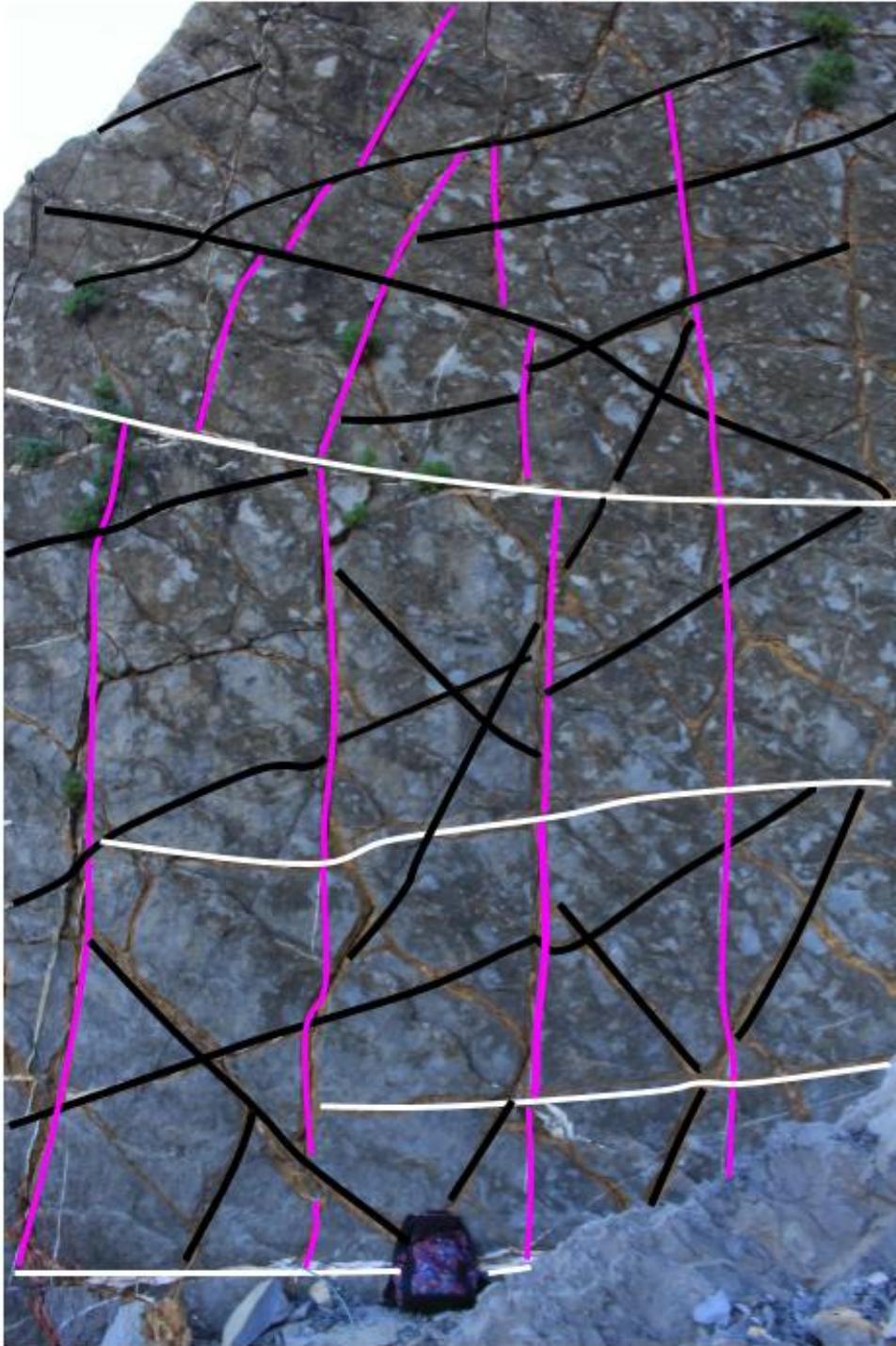


Foto 4. Sets de diaclasas más representativos del flanco Inverso de ambos pliegues (anticlinal y sinclinal): diaclasas longitudinales (blanco), diaclasas transversales (rosa) y las Oblicuas (Derecha e izquierda) (negro)



Foto 5. Estilolitos



Foto 6. Fracturas disueltas (aspecto rojizo-anaranjado) y diaclasas rellenas de calcita (líneas blancas de la fotografía).



Foto 7. Estilolitos.



Foto 8. Superficie de falla con estrías.

**TABLA DE DATOS DE LOS PLIEGUES**

**SECTOR 1 → ANTICLINAL**

**FALLAS (Línea de máxima pendiente)**

<b>Tipo 1</b> (asociadas a cabalgamientos iniciales-Flanco normal )	<b>Tipo 1</b> (asociadas a cabalgamientos iniciales-Flanco inverso )	Orientación de las estrias (buzamiento/sentido de buzamiento)	<b>Tipo 2</b> (asociadas a problemas de núcleo)	Orientación de las estrias (buzamiento /sentido de buzamiento)	<b>Tipo 3.</b> (Asociadas a problemas de plegamiento en el núcleo)	Orientación de las estrias (buzamiento /sentido de buzamiento)	<b>Tipo 4</b> Relacionadas con el cese de la compresión	Orientación de las estrias (buzamiento/sentido de buzamiento)
30/200	80/200	30/230	80/010	-----	50/135	-----	40/040	
25/230	70/210	25/230	70/010	-----	40/135	-----	35/050	
40/230	70/180	20/160	85/010	50/330	40/140	-----		
25/230	60/180	30/160	60/030	55/320	60/140	-----		
30/240	80/170	20/220	85/030	50/310	70/150	70/070		
25/230	70/180	35/220	65/010	-----	75/150	60/060		
30/225	60/180	30/225	70/030	-----	70/120	65/100		
35/230	60/185	25/335	50/020	45/310	75/135	65/070		
30/220	65/185	40/240						
40/240	70/180	40/230						
35/240	80/180	35/240						
-----	70/190	-----						
-----	60/190	25/275						
-----	65/190	30/250						

**PLANO AXIAL**

Plano axial teórico (línea de máxima pendiente)

75/205

Plano axial (doblado)

(Línea de máxima pendiente)

Parte inferior

65/170

Parte media

90/200

Parte superior

80/160

**DIACLASAS**

<b>FLANCO NORMAL</b>		<b>Número de sets</b>
SET LONGITUDINAL (Línea de máxima pendiente)	60/020	93
SET TRANSVERSAL (Línea de máxima pendiente)	80/270	63
SET OBLICUO (derecho) (Línea de máxima pendiente)	60/040	108
SET OBLICUO (izquierdo) (Línea de máxima pendiente)	65/340	45
<b>FLANCO INVERSO</b>		
SET LONGITUDINAL (Línea de máxima pendiente)	15/285	40
SET TRANSVERSAL (Línea de máxima pendiente)	85/270 50/260	32
SET OBLICUO (derecha) (Línea de máxima pendiente)	40/100	50
SET OBLICUO (izquierdo) (Línea de máxima pendiente)	35/270	45

**FLANCOS**

<b>FLANCO NORMAL(Línea de máxima pendiente)</b>	<b>Medidas tomadas</b>	<b>FLANCO INVERSO(Línea de máxima pendiente)</b>	<b>Medidas tomadas</b>
30/230	6	80/020	3
40/215	2	75/015	5
35/220	3	70/015	2
30/215	1	65/010	1

**SECTOR 2 → SINCLINAL**

**FALLAS (Línea de máxima pendiente)**

<b>Tipo 1</b> (asociadas a cabalgamientos iniciales-Flanco normal )	Orientación de las estrias (buzamiento/sentido de buzamiento)	<b>Tipo 1</b> (asociadas a cabalgamientos iniciales-Flanco inverso )	Orientación de las estrias (buzamiento/sentido de buzamiento)	<b>Tipo 2</b> (asociadas a problemas de núcleo)	Orientación de las estrias (buzamiento/sentido de buzamiento)	<b>Tipo 3.</b> (Asociadas a problemas de plegamiento en el núcleo)	Orientación de las estrias (buzamiento/sentido de buzamiento)
45/160	-----	80/020	80/020	80/190	40/280	60/110	-----
50/160	-----	80/010	85/030	60/160	80/190	70/110	-----
60/160	-----	85/020	-----	70/180	-----	65/110	-----
55/160	-----	90/010	-----	70/200	-----		
50/170	-----	75/020	-----	80/180	-----		
60/170	-----	85/010	-----	75/170	-----		
		70/010	-----	75/180	-----		
				60/180	-----		
				50/190	-----		
				85/200	-----		
				80/200	-----		
				75/200	-----		

**PLANO AXIAL**

Plano axial teórico (línea de máxima pendiente)

75/205

<b>DIACLASAS</b>		
<b>FLANCO NORMAL</b>		<b>Número de sets</b>
SET LONGITUDINAL(Línea de máxima pendiente)	60/020	93
SET TRANSVERSAL(Línea de máxima pendiente)	80/280	63
SET OBLICUO (derecho)(Línea de máxima pendiente)	70/060	108
SET OBLICUO (izquierdo)(Línea de máxima pendiente)	55/350	45
<b>FLANCO INVERSO</b>		
SET LONGITUDINAL(Línea de máxima pendiente)	15/285	40
SET TRANSVERSAL(Línea de máxima pendiente)	85/270 50/260	32
SET OBLICUO (Derecho)(Línea de máxima pendiente)	40/100	50
SET OBLICUO (Izquierdo)(Línea de máxima pendiente)	35/270	45

<b>FLANCOS</b>			
<b>FLANCO NORMAL(Línea de máxima pendiente)</b>	<b>Medidas tomadas</b>	<b>FLANCO INVERSO(Línea de máxima pendiente)</b>	<b>Medidas tomadas</b>
40/160	2	80/020	3
50/170	1	75/015	5
60/160	4	70/010	4

## ANEXO N°3 → INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

- **Elementos geométricos principales de un pliegue (Fossen, 2010):**

**Flancos (limbs):** son los planos inclinados que forman las capas, o sea los laterales del pliegue situados a uno y otro lado de la charnela. Se dice que un pliegue es *simétrico* cuando posee los flancos iguales e igualmente inclinados; y *asimétricos* cuando tiene sus planos desiguales.

Si los flancos del pliegue, buzan en el mismo sentido, uno de ellos estará en posición normal y otro en posición invertida; la posición invertida es la que está bajo el plano axial. De esta forma en nuestro corte distinguimos un anticlinal con flanco invertido (Anticlinal tumbado) y un pliegue sinclinal con flanco invertido (Sinclinal tumbado).

**Plano axial (axial plane):** Plano imaginario equidistante a cada flanco y que bisecta el ángulo entre flancos.

**Charnela o zona de charnela (Hinge):** Zona de máxima curvatura

**Eje (axis):** es la línea que une todos los puntos de máxima curvatura de la charnela. Línea de intersección entre la capa plegada y el plano axial.

**Longitud (wave length):** Distancia entre dos puntos que estaban en fase. Pej: Distancia entre dos charnelas. También se define como el doble e la longitud existente entre dos puntos de inflexión (zona donde cambia de curvatura de un pliegue al siguiente).

**Amplitud (Amplitude):** Distancia medida perpendicularmente desde la línea que une dos puntos de inflexión hasta la zona de charnela.

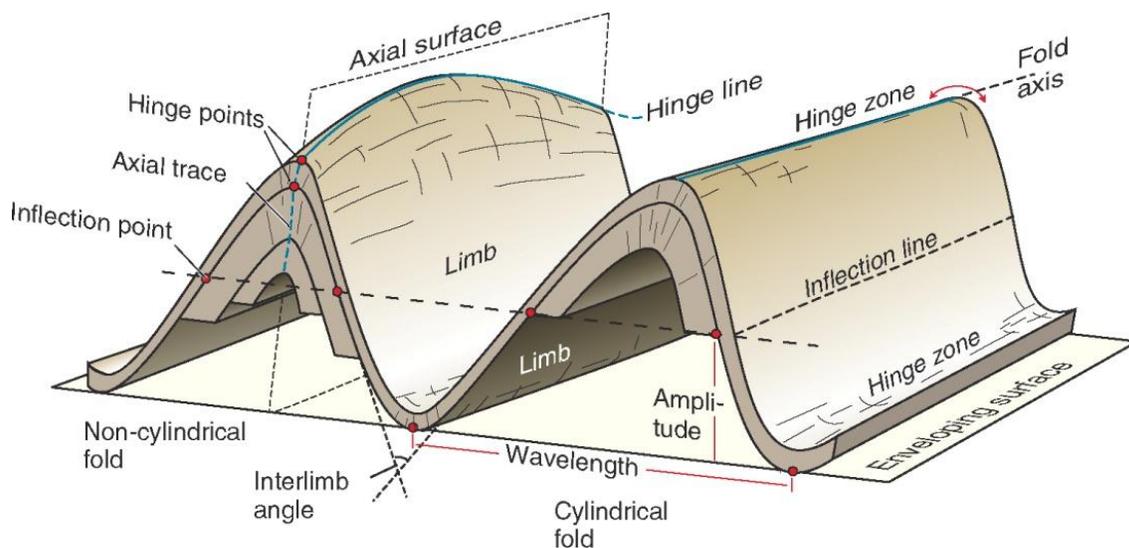


Figura 1. Elementos geométricos de un pliegue (Tomado de Fossen, 2010).

- **Proyección estereográfica**

La proyección estereográfica equiangular (falsilla de Wulff) es una de las mejores técnicas para resolver problemas geométricos en Geología Estructural puesto que conserva las relaciones angulares. Sin embargo, como ya se ha señalado anteriormente, para aplicaciones en las que sea necesario un tratamiento estadístico de datos estructurales es más conveniente el uso de la proyección equiareal (falsilla de Schmidt). No obstante, la forma de proyectar planos y líneas en cualquiera de las falsillas, es exactamente la misma.

En la práctica, la proyección estereográfica de líneas y planos se lleva a cabo con ayuda de una falsilla de proyección que está formada por un conjunto de proyecciones de círculos mayores y menores que ocupan el plano ecuatorial de proyección de la esfera de referencia. La falsilla utilizada para la proyección de Schmidt está formada por arcos de circunferencia distorsionados para conservar las áreas, los cuales determinan sectores de  $10^\circ \times 10^\circ$  que tienen el mismo área cerca de la primitiva que en el centro de la falsilla.

Una vez recogidos un gran número de datos en el campo, su proyección en la falsilla muestra un conjunto de círculos o de puntos, bien polos de planos o bien líneas. De acuerdo con esto, tenemos los siguientes tipos de diagramas:

Diagrama de círculos máximos o diagrama  $\beta$ . Únicamente se utilizan para la representación de elementos planos. Se obtiene por proyección sobre el plano ecuatorial, del círculo máximo de la superficie plana considerada. Este círculo máximo representa la intersección del plano con la esfera (Figura 2.A)

Diagrama de polos o diagrama  $\pi$ : Cuando las medidas a representar en el diagrama son numerosas, la representación mediante círculos máximos puede dificultar la lectura de los resultados en la falsilla, por lo que se suele recurrir a los diagramas de polos o diagramas  $\pi$ . En este tipo de diagramas se representan únicamente los polos de los planos o rectas, es decir la intersección de la recta con la esfera en el caso de elementos lineales o la intersección de la normal al plano con la esfera si se trata de elementos planos. (Figura 2.B)

En muchas ocasiones para obtener una representación precisa de las variaciones en orientación, debemos cuantificar el número de puntos por unidad de área de la proyección. La mejor manera de representar estas variaciones en la concentración de puntos es dibujando líneas de contornos que delimitan áreas determinadas. Una línea de contorno en una proyección que conserva el área, separa zonas dentro de la proyección en las que las densidades de puntos se mantienen dentro de la misma área. Estas densidades se miden como porcentajes del número total de puntos por 1% del área del estereograma y se dibujan las líneas de contornos separando zonas en las que el porcentaje de puntos totales por 1% de área tenga un valor específico (2%, 3%, etc.). Así obtenemos lo que se denomina diagrama de contornos. La falsilla de conteo que hemos usado en este trabajo es la falsilla Kalsbeek que es similar a otras pero con celdas hexagonales.

Diagrama de densidad de polos (método Kalsbeek). Es uno de los métodos más simples que existen para el conteo de puntos, y se aplica en cualquier tipo de situaciones.

Se trata de una falsilla que está subdividida en pequeños triángulos. Cada conjunto de seis triángulos forman un área hexagonal igual al 1% del área total de la falsilla. Los triángulos están dispuestos de forma que en la falsilla aparecen seis líneas radiales. Además, tiene la ventaja de la existencia de una relación fija entre el número total de puntos y la densidad contada. (Figura 2.C)

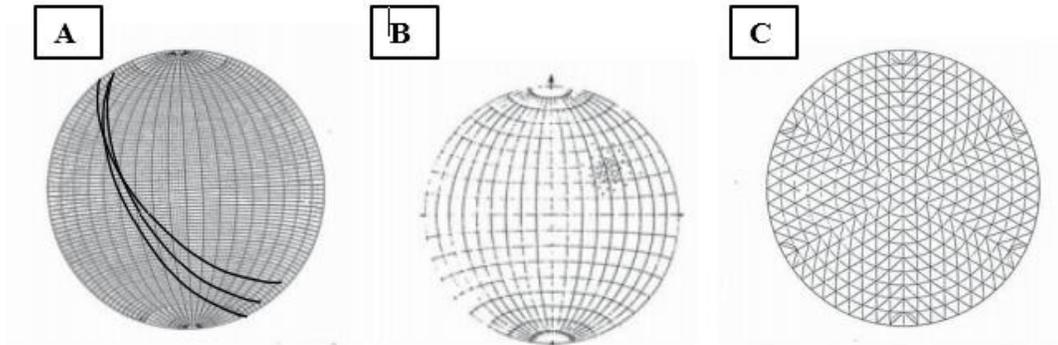


Figura 2. Tipos de representaciones; A) representación de planos en diagrama equiareal de Schmidt. B) cálculo de los polos. C) Finalmente, conteo de los puntos siguiendo el método de representación de Kalsbeek (Tomado de Marshall y Mitra, 1988).