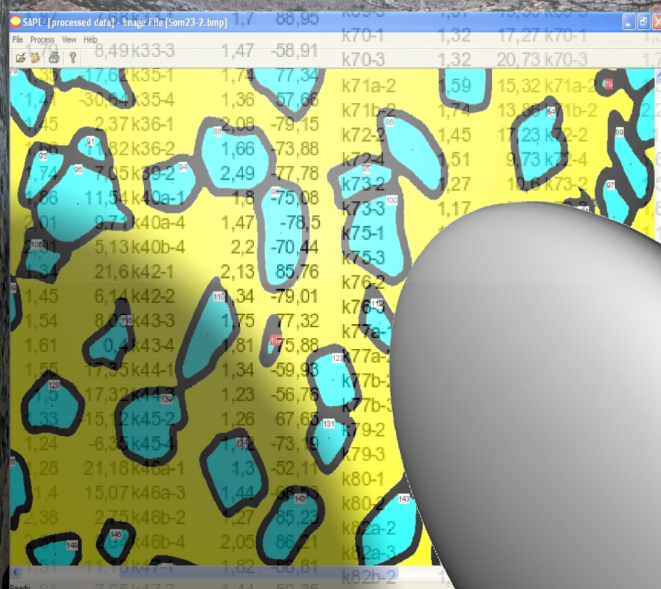




UNIVERSIDAD DE SALAMANCA
DPTO. de GEOLOGÍA

ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN FINITA EN CINTURONES DE PUEGUES Y CABALGAMIENTOS (TALAS ALA TAU, KIRGUISTÁN y ZONA CANTÁBRICA, NW de IBERIA)



DANIEL PASTOR GALÁN
SALAMANCA, 2008



UNIVERSIDAD DE SALAMANCA
Dpto. de Geología

**ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN FINITA EN CINTURONES DE
PLIEGUES Y CABALGAMIENTOS (TALAS AL
A TAU, KIRGUISTÁN Y ZONA CANTÁBRICA, NW DE IBERIA).**

DANIEL PASTOR GALÁN

Realizada bajo da dirección de Gabriel Gutiérrez Alonso

D. Gabriel Gutiérrez Alonso, Profesor Titular del Área de Geodinámica Interna, del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca.

HACE CONSTAR:

Que **Daniel Pastor Galán** ha realizado bajo mi dirección, en el Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, el trabajo titulado:

“ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN FINITA EN CINTURONES DE PLIEGUES Y CABALGAMIENTOS (TALAS ALA TAU, KIRGUISTÁN, Y ZONA CANTÁBRICA, NW DE IBERIA)”

Salamanca, 21 de abril de 2008.
Fdo. Gabriel Gutiérrez Alonso

Hay muchas cosas en la vida más importantes que el dinero. ¡Pero cuestan tanto!

Groucho Marx

A mis padres y a mis abuelos por hacer que las cosas importantes no me hayan costado tanto.

AGRADECIMIENTOS

Al director de este trabajo, Gabriel Gutiérrez Alonso, por su orientación, ayuda y su completa disponibilidad siempre y, sobre todo, por sufragarme viajes, cafés y cañas.

A Kieran Mulchrone y Patrick Meere, profesores de la Universidad de Cork, por facilitarnos el "software" y aguantar todas las dudas que he tenido a la hora de utilizarlo.

A los miembros del Área de Geodinámica Interna por tratarme desde el primer momento como uno más y más personalmente a Rubén, por hacer del "becadero" un lugar muy entretenido.

A los miembros del área de Cristalografía y Mineralogía por prestarme sin "rechistar" el microscopio con cámara digital y especialmente a Teresa Llorens porque cada vez que me abría la puerta de la sala del microscopio perdíamos una hora hablando de trivialidades.

Y finalmente a Inés por apoyarme en todo momento.

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto CGL2006-00902, "Oroclinales y Delaminación Relaciones y Efectos".

ÍNDICE

	<u>PÁGINA</u>
1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	11
1.1 INTRODUCCIÓN	13
1.2 OBJETIVOS	14
2 MARCO GEOLÓGICO	17
2.1 TALAS ALA TAU	19
2.2 ANTIFORME DEL NARCEA Y MANTO DE SOMIEDO	24
2.3 RECAPITULACIÓN	27
3 METODOLOGÍA	29
3.1 MÉTODOS TIPO R_f/\emptyset	32
3.2 MÉTODOS CENTRO A CENTRO	33
3.3 MÉTODOS INFORMÁTICOS DE MEDIDA DE LA DEFORMACIÓN INTERNA	37
3.4 MÉTODOS TIPO R_f/\emptyset COMPUTERIZADOS	44
3.5 MÉTODOS CENTRO A CENTRO COMPUTERIZADOS	47
4 DESCRIPCIÓN DE LOS RESULTADOS	55
4.1 DIAGRAMA DE FLINN	59
4.2 TALAS ALA TAU	61
4.3 ANTIFORME DEL NARCEA Y MANTO DE SOMIEDO	72
5 VALIDACIÓN DE LOS RESULTADOS	75
5.1 PETROGRAFÍA	77
5.1.1 TALAS ALA TAU	
5.1.2 ANTIFORME DEL NARCEA Y MANTO DE SOMIEDO	

5.2 RELACIÓN ENTRE R_s Y TAMAÑO DE GRANO	83
5.2.1 TALAS ALA TAU	
5.2.2 ANTIFORME DEL NARCEA Y MANTO DE SOMIEDO	
5.3 RELACIÓN ENTRE LA CANTIDAD DE MATRIZ Y R_s	85
5.3.1 TALAS ALA TAU	
5.3.2 ANTIFORME DEL NARCEA Y MANTO DE SOMIEDO	
5.4 RELACIÓN ENTRE LA PROPORCIÓN DE CARBONATOS Y R_s	88
5.5 RELACIÓN ENTRE LA PROPORCIÓN DE FELDESPATO Y FRAGMENTOS DE ROCA Y R_s	90
5.6 INTERPRETACIÓN GENERAL	90
6 VALIDACIÓN METODOLÓGICA	93
6.1 TIPO DE POBLACIÓN	95
6.1.1 TALAS ALA TAU	
6.1.2 ANTIFORME DEL NARCEA Y MANTO DE SOMIEDO	
6.2 DISTRIBUCIÓN DE LA RELACIÓN AXIAL, ¿ES EL COMPORTAMIENTO DE LA DEFORMACIÓN INTERNA FRACTAL?	100
6.2.1 TALAS ALA TAU	
6.2.2 ANTIFORME DEL NARCEA Y MANTO DE SOMIEDO	
6.3 COMPARACIÓN ENTRE MÉTODOS	104
6.3.1 TALAS ALA TAU	
6.3.2 ANTIFORME DEL NARCEA Y MANTO DE SOMIEDO	
7 CONCLUSIONES	113
8 REFERENCIAS	119
ANEXOS	131

1 INTRODUCCIÓN

1 INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

-1.1 INTRODUCCIÓN

Desde los orígenes de la geología estructural se ha intentado conocer cuánto se deforman las rocas internamente en condiciones naturales. Para ello a lo largo de los años, y desde que Ramsay en 1967 describiese en su libro “Plegamiento y Fracturación de Rocas” los dos primeros métodos desarrollados para medir la deformación interna presente en las rocas, se han creado muchos métodos distintos con este objetivo. Sin embargo, desde el mismo inicio de la utilización de estos métodos, los resultados obtenidos mediante su utilización han sido discutidos, incluso los obtenidos con los medios más modernos.

En cualquier caso, y pese a que los resultados que se obtienen mediante los distintos métodos de análisis de deformación finita no son totalmente válidos cuantitativamente, éstos sí lo son cualitativamente y pueden ser útiles por ejemplo para establecer tendencias en la deformación en una región o para la realización de estudios comparativos entre distintas zonas.

Además, hay que mencionar que durante mucho tiempo ha existido otro problema añadido al análisis de deformación finita, debido a que la gran mayoría de los métodos desarrollados durante todo este tiempo, se basan o bien en la medida de una infinidad de objetos y sus orientaciones por cada muestra, o bien en la medida o dibujo de las relaciones entre los centros de estos objetos. Por esto, para conocer la deformación de una sola muestra había primero que llevar a cabo un largo y tedioso trabajo de obtención de datos. Gracias al advenimiento y desarrollo de nuevas técnicas informáticas en los últimos años del siglo XX y los primeros del XXI, existen en la actualidad una serie de programas, que permiten procesar un gran número de muestras en muy poco tiempo en contraste con los métodos manuales previos.

Para la realización de este trabajo de grado se han seleccionado tres programas informáticos desarrollados en los últimos 5 años por investigadores de la Universidad de Cork. Estos programas han sido elegidos por ser métodos muy nuevos, rápidos y fiables, con el objetivo de poder analizar una gran cantidad de muestras.

INTRODUCCIÓN

Las zonas escogidas para realizar los análisis de deformación interna han sido dos cinturones de pliegues y cabalgamientos como son Talas Ala Tau, situado en el Tien Shan Septentrional en Kirguistán y el Manto de Somiedo y el Antiforme del Narcea, situados en la Zona Cantábrica dentro del orógeno varisco en el NW de la Península Ibérica. Estas regiones han sido seleccionadas porque, a pesar de que son estructuralmente muy similares y ambas presentan tasas bajas de deformación interna, en ellas se pueden encontrar algunas diferencias. Estas diferencias son la presencia de un clivaje generalizado en Talas Ala Tau que es inexistente en la Zona Cantábrica y la posibilidad de que el origen geodinámico no sea el mismo para Talas Ala Tau que para la Zona Cantábrica como ya han señalado algunos autores (Abad *et al.*, 2003a). Estas diferencias permiten hacer comparaciones interesantes entre ambos cinturones. Además, ambas zonas poseen abundantes rocas apropiadas para realizar estos tipos de análisis lo cual ha facilitado la obtención de los resultados.

-1.2 OBJETIVOS

La realización de este trabajo pretende alcanzar una serie de diferentes objetivos que pueden dividirse en dos bloques, por un lado los objetivos metodológicos y por otro los objetivos regionales.

Los objetivos metodológicos son varios:

El primero de todos es la comprobación de la validez de la metodología empleada y de los resultados obtenidos utilizando como argumento la estadística, cosa posible gracias a la utilización de un gran número de datos.

El segundo de estos objetivos consiste en establecer el tipo de población estadística a la que pertenece la deformación finita en ambas regiones y si su comportamiento es autosimilar, como lo son otros fenómenos naturales.

El tercer objetivo es la comparación entre los dos métodos utilizados durante este estudio, cada uno perteneciente a una de las dos familias de métodos (métodos tipo R_f/\emptyset y métodos centro a

centro) para establecer las semejanzas y diferencias entre los resultados que se obtienen con ellos.

Por último se pretende comparar los resultados obtenidos con las nuevas técnicas de análisis con los resultados de los trabajos previos existentes que fueron obtenidos mediante técnicas clásicas.

El objetivo regional de este trabajo es la caracterización de la deformación finita de ambas regiones. Hay que destacar que ya se han realizado previamente trabajos de análisis de deformación finita en estas zonas (Khudoley, 1993; Gutiérrez Alonso y Nieto, 1996; Gutiérrez Alonso, 1996) pero en ninguno de ellos se realizaron tantos análisis como los que se han hecho para este trabajo. Tal cantidad de análisis ha permitido una gran ampliación del conocimiento previo existente de ambas zonas.

Con el fin de cumplir los objetivos reseñados, en esta memoria se recoge la situación geológica de las zonas estudiadas y se describen la metodología empleada y el problema planteado, la interpretación de los resultados y las conclusiones que se obtienen de los mismos.

2 MARCO GEOLÓGICO

2 MARCO GEOLÓGICO

Las muestras analizadas durante la realización de este trabajo se recogieron en dos cinturones de pliegues y cabalgamientos formados en dos situaciones tectónicas distintas como son el prisma de acreción correspondiente a un complejo de subducción (Abad *et al.*, 2003) y el antepaís de un orógeno (Julivert, 1971) que además están formados por litologías muy dispares. En el primer caso es una potente sucesión turbidítica fundamentalmente detrítica mientras que en el segundo un “multilayer” de plataforma donde se alteran rocas detríticas y carbonatadas. Estas regiones son respectivamente Talas Ala Tau situada en la zona septentrional de la cordillera Tien Shan, en Kirguistán y el Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo situados en la Zona Cantábrica dentro del Macizo ibérico (Orógeno Varisco) y corresponden a orógenos separados en espacio y tiempo.

-2.1 TALAS ALA TAU

Kirguistán es una ex república soviética que linda con China, Tajikistán, Uzbekistán y Kazajistán. Es un país montañoso situado en el corazón de la cordillera Tien Shan que es, tras el Himalaya, la segunda más importante de Asia, con picos que alcanzan con facilidad los 5000 metros de altura y cuyo pico más alto el Jengish Chokusu o pico Pobedy que alcanza los 7439 metros (Fig. 2.1). El Tien Shan es una cadena intracratónica que fue levantada durante el Cenozoico como consecuencia de la colisión de la India contra el continente asiático en la orogenia Himalayense-Alpina. A consecuencia de este levantamiento las montañas fueron erosionadas de forma que afloraron rocas deformadas durante otras orogenias relacionadas con la amalgamación de Asia (Abdrakhmatov *et al.*, 1996; Bullen *et al.*, 2001).

De acuerdo con la literatura existente la orogenia más importante que ha sufrido el Tien Shan es la Orogenia Uraliana-Mongólica del Paleozoico superior, que es equivalente a la Varisca, y que consistió en un largo periodo de subducción que terminó por cerrar el paleo-océano del Turkeistán como consecuencia de la colisión entre el arco de islas Kipchac y el continente Karakum-Tarim (Sengör *et al.*, 1993; Sengör y Natal'in, 1996). Tradicionalmente la cordillera de Tien Shan se ha dividido en Tien Shan septentrional, central y meridional (Fig. 2.3).

MARCO GEOLÓGICO

Mientras que la deformación en Tien Shan central y meridional está producida solamente por la orogenia Uraliana-Mongólica, en Tien Shan septentrional se puede reconocer una deformación anterior correspondiente al ciclo Baikaliense-Cadomiense cuya edad está datada como Cryogeniense a Ediacareense (denominadas anteriormente como Riffense) o incluso fanerozoico temprano (¿Cambro-Ordovícico?) (Kiselev *et al.*, 1988; Allen *et al.*, 2001) que es la responsable de la mayor parte de los cabalgamientos de la zona y produjo un clivaje de plano axial generalizado.

Dentro de Tien Shan septentrional, Talas Ala Tau, es uno de los afloramientos más importantes de rocas precámbricas en la región. Estas rocas son principalmente sedimentarias, de edades Cryogeniense y Ediacareense (Korolev y Maksumova, 1980; Kiselev y Korolev, 1981) y afloran en dos dominios separados por cabalgamientos llamados Manto de Uzunakhmat (al SW) y Manto de Karagoin (al NE). El cabalgamiento que separa ambos dominios es el cabalgamiento de Kumyshtak cuyo desplazamiento no es conocido, pero se estima en más de 10 km (Abad *et al.*, 2003a). El cinturón de pliegues y cabalgamientos de Talas Ala Tau está limitado al SE por la falla Talas-Fergana (Burtman *et al.*, 1996) una de las estructuras más importantes de Asia central. Es una falla de desgarre dextra de escala continental y con un desplazamiento de más de 220km. Debido a este desplazamiento la falla imposibilita cualquier intento de continuar cualquier corte o análisis al sur de la misma (Abad *et al.*, 2003a).

El Manto de Uzunakhmat está compuesto por una secuencia de más de 3 km de potencia, compuesto por las formaciones Bakair, Karabura y Uzunakhmat de edades Cryogenienses a Ediacarenses (Kiselev y Korolev, 1981), mientras que el manto Karagoin está formado por el Grupo Karagoin que contiene de muro a techo las formaciones Chondzol, Tagyrtau, Chydygot, Birbulak, Urmalar, Chokutash y Kzybel (Maksumova, 1980) de edades Cryogeniense a Ediacareense. Sobre todas las formaciones citadas en Talas Ala Tau se sitúan discordantes unas calizas Ordovícicas, lo que nos indica que existe un proceso de deformación precámbrico o Cámbrico.

En este dominio las rocas del paleozoico inferior están ligeramente plegadas durante la orogenia Uraliana y se interpreta que fue también en este momento cuando los granitos presentes fueron intruidos. Además la orogenia Himalayense produjo la rotación y basculamiento de muchas de las estructuras preexistentes.

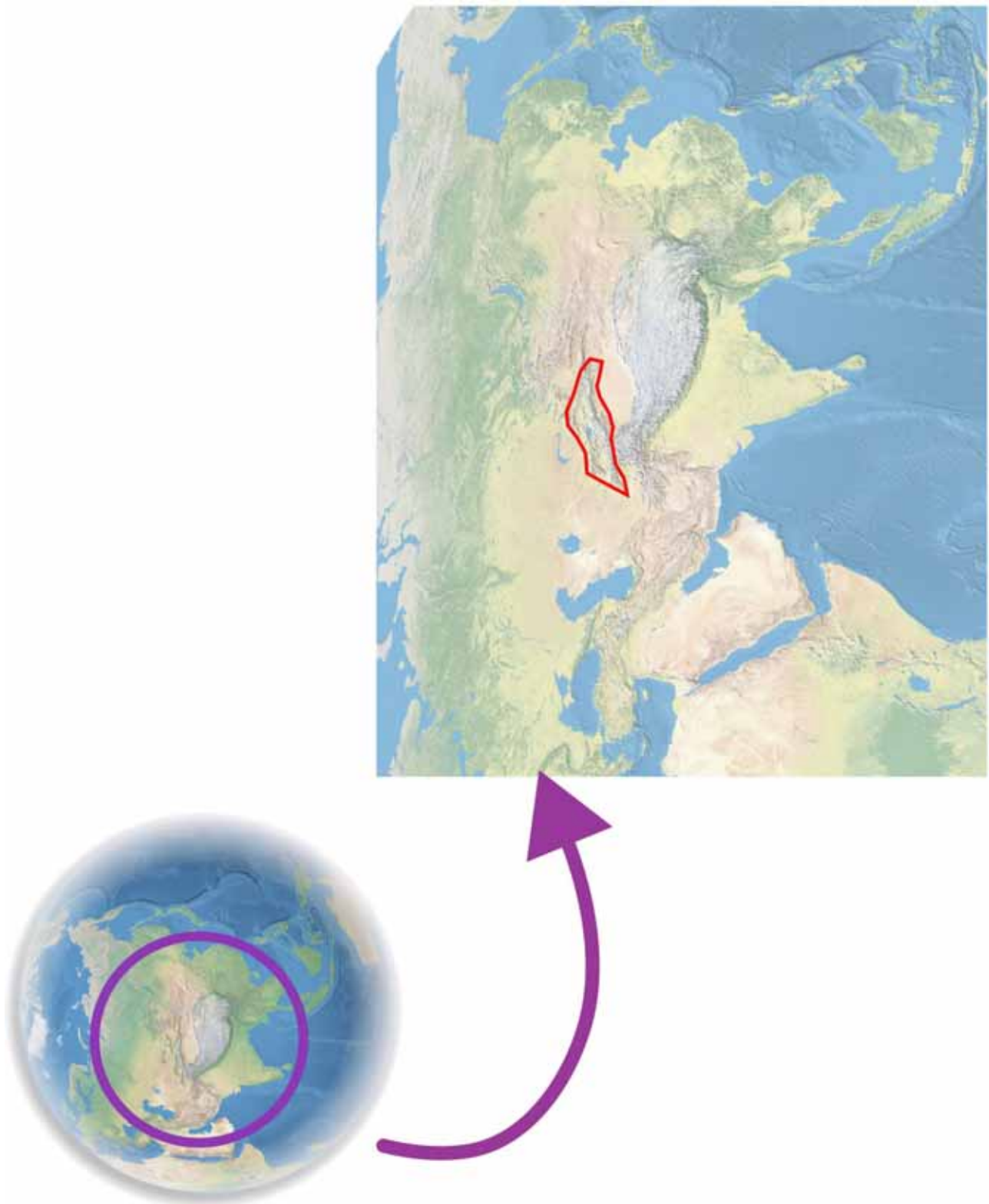


Fig. 2.1: Situación geográfica de la cordillera Tien Shan, marcada en rojo, respecto al Himalaya, Pamir y Tarim.

MARCO GEOLÓGICO

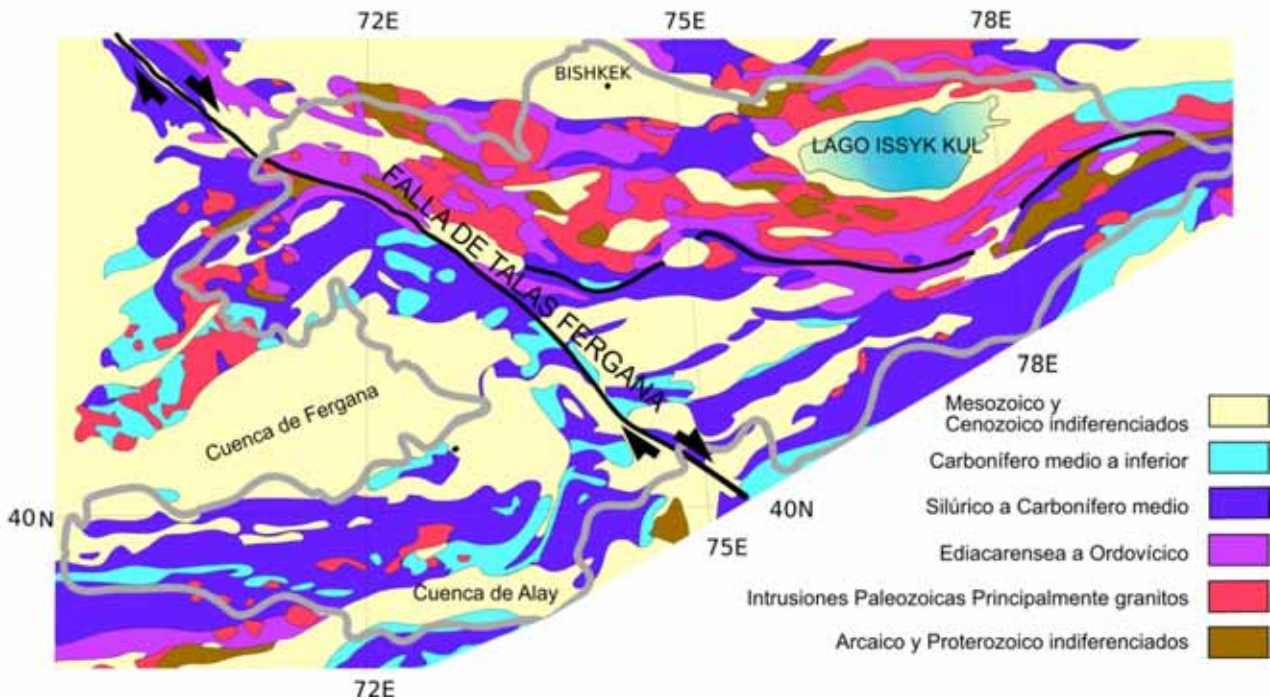


Fig. 2.2: Mapa geológico de Kirguistán basado en mapa de Eldridge y Rhodes (p. 484., 1997).

Hasta Abad et al., (2003a), existían muy pocos estudios serios sobre el metamorfismo de la zona, tan sólo Forlova (1982) hacía referencias al metamorfismo e indicaba que en el manto de Uzunakhmat el metamorfismo aumenta hacia el sur y alcanza la facies de esquistos verdes y consideraba al Manto de Karagoin carente de metamorfismo. Abad et al., (2003a) estudian el metamorfismo de la región a partir de la cristalinidad de los filosilicatos. Sus resultados indican un metamorfismo de muy bajo grado con temperaturas inferiores a los 300° que disminuye de SW a NE. Por otra parte hallan una alta variabilidad de contenidos fengíticos en las micas estudiadas y lo interpretan como el resultado de una descompresión desde una presión de al menos 8 Kbar. Estos resultados no concuerdan con el metamorfismo correspondiente a un cinturón de pliegues y cabalgamientos formado en un antepaís. Los autores proponen en base a la estructura, al metamorfismo y a la semejanza con complejos de subducción actuales, este mismo origen para este cinturón de pliegues y cabalgamientos.

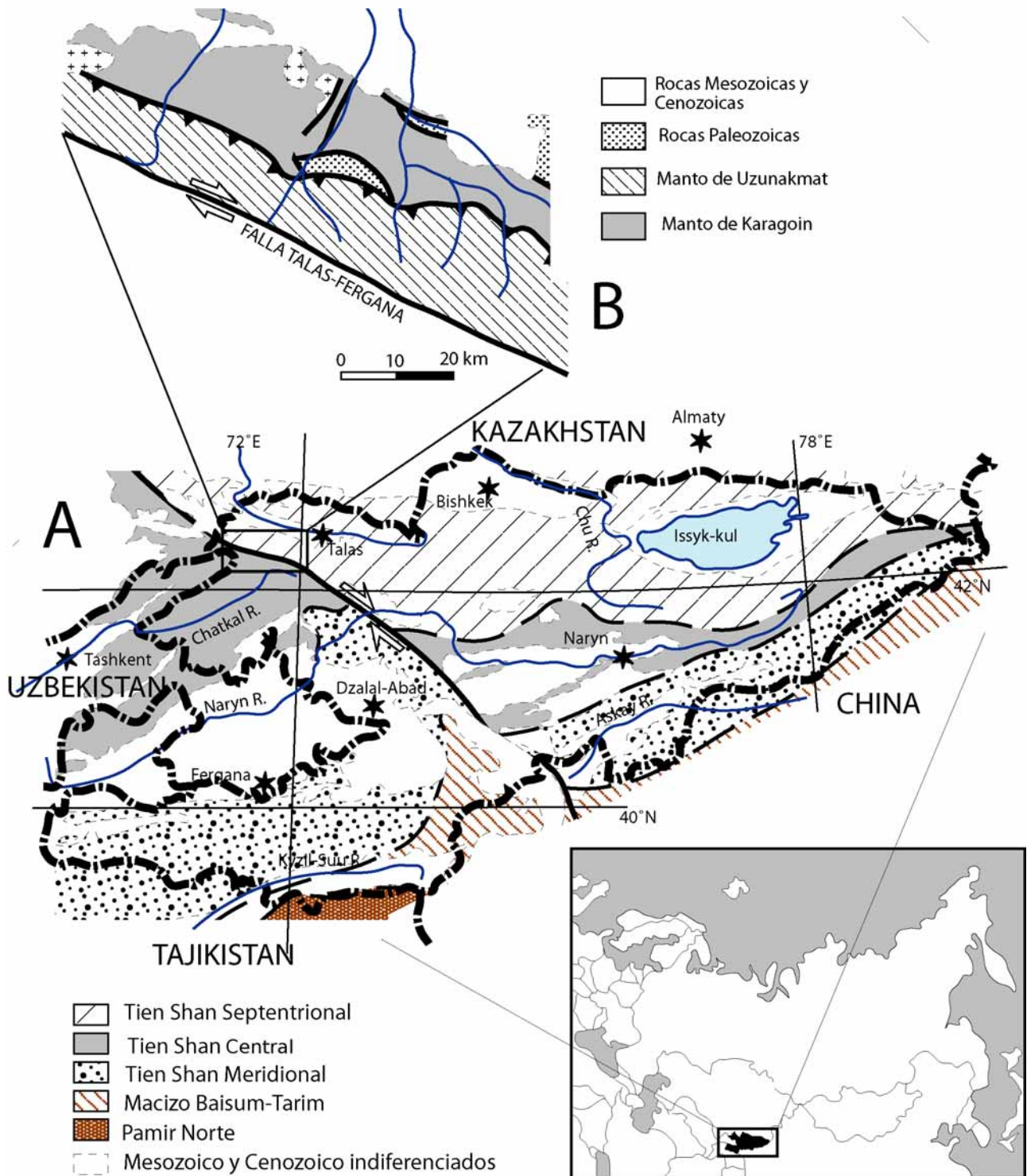


Fig. 2.3: Situación geográfica y geológica de Talas Ala Tau y de los Mantos de Uzunakmat y Karagoin (Abad *et al.*, 2003).

MARCO GEOLÓGICO

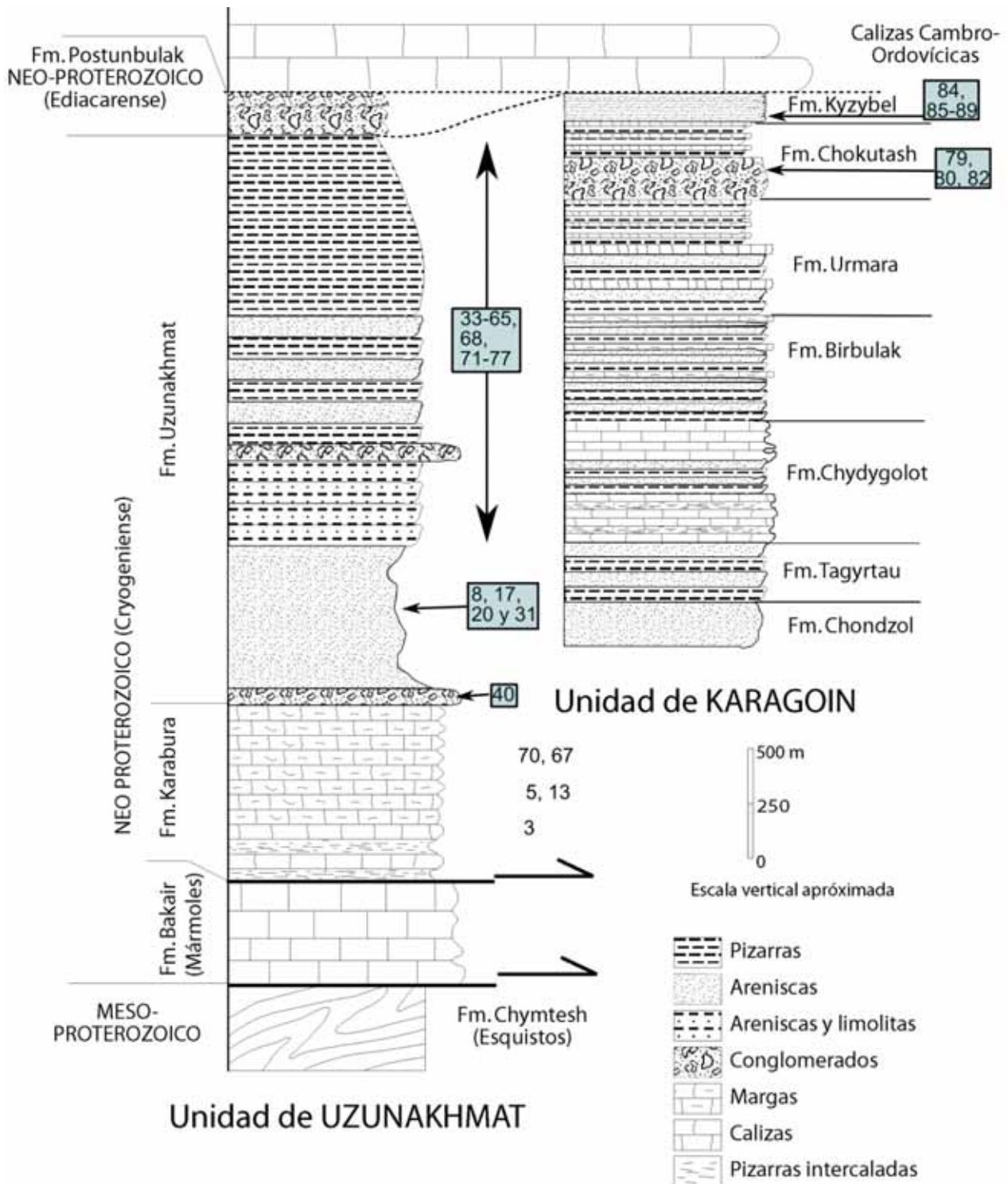


Fig. 2.4: Síntesis de la estratigrafía de los mantos de Uzunakhmat y Karagoyn, los números dentro de los recuadros corresponden a la posición aproximada en la columna estratigráfica de cada una de las muestras. Modificada de Abad *et al.*, 2003.

-2.2 ANTIFORME DEL NARCEA Y MANTO DE SOMIEDO

El Antiforme del Narcea y el Manto de Somiedo son unidades colindantes aunque presentan algunas características distintas. Ambas están situadas dentro del Macizo Ibérico que corresponde al uno de los afloramientos del orógeno Varisco de Europa.

En el Antiforme del Narcea (Julivert 1971; Marcos, 1973) se sitúa el límite entre la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-Leonesa y además es el tránsito entre las zonas externas e internas del orógeno. Aunque la etapa de deformación más importante que se reconoce en el Antiforme del Narcea corresponde con la orogenia Varisca, la serie Fanerozoica se sitúa discordante sobre la formación Pizarras del Narcea que es precámbrica. Esto indica que existe en estas rocas una deformación anterior, en concreto Cadomiense, e incluso algunos autores como Díaz García (2006) piensan que el clivaje que se reconoce en esta formación es de dicha edad.

La estructura Varisca más importante en esta zona es el propio antiforme. Éste es asimétrico con el flanco occidental muy deformado en varias etapas mientras que el flanco oriental tiene una deformación menor. Entre ellos se encuentra el cabalgamiento de La Espina, que es un cabalgamiento dúctil que superpone las rocas proterozoicas sobre las fanerozoicas o duplica las proterozoicas y es más en concreto el límite neto entre la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-leonesa (Gutiérrez-Alonso, 1992, 1996, 2004). La deformación Varisca en el flanco occidental del antiforme se caracteriza por pliegues de eje subvertical acompañados de un clivaje de plano axial que correlaciona con la D1 descrita en la Zona Asturoccidental-leonesa sobre los que se superponen dos zonas de cizalla dúctil de espesor kilométrico (Martín Parra, 1989), relacionadas con el desarrollo de los cabalgamientos de La Espina y de Trones (Gutiérrez-Alonso 1992) que conllevan decenas de kilómetros de desplazamiento. La deformación relacionada con estas zonas de cizalla corresponde a la fase D2 que acompaña a los grandes cabalgamientos de la Zona Asturoccidental-Leonesa. También se ha descrito deformación posterior que afecta a las zonas de cizalla y produce clivajes de crenulación subverticales y fallas normales (Gutiérrez-Alonso, 1992). El flanco E por otro lado presenta dos ventanas tectónicas: la de Narcea (Julivert 1971) en la zona de estudio y la de Villabandín (Pérez-Estaún, 1971) al sur, que constituyen el muro del Manto de Somiedo-Correcilla (Julivert et al 1968, 1977b, Bastida et al., 1984a) que es la unidad más occidental de la Zona Cantábrica.

MARCO GEOLÓGICO

El Manto de Somiedo se encuentra en la Zona Cantábrica que es la zona externa del Orógeno Varisco. Está caracterizada por una tectónica epidérmica donde las estructuras principales son los pliegues y cabalgamientos y donde apenas se han desarrollado la deformación interna y los clivajes y foliaciones tectónicas. El metamorfismo en la Zona Cantábrica es casi inexistente, tan sólo en algunas lugares se ha identificado mediante los métodos de cristalinidad de illita y de alteración del color de los conodontos metamorfismo de grado muy bajo o de bajo grado principalmente en los sectores W y NW de la Zona Cantábrica (García-López *et al.*, 2007) mientras que en la Zona Asturoccidental-Leonesa es mayor (Abad *et al.*, 2003b). En el manto de Somiedo se reconoce la existencia de una asociación de cabalgamientos tipo dúplex (Gutiérrez-Alonso, 1987) generado después del despegue principal del manto y que fosiliza un clivaje relacionado con pliegues de eje vertical. La intensidad de este clivaje disminuye hacia el E de la misma manera que la deformación interna y el metamorfismo (Gutiérrez-Alonso, 1996; Gutiérrez-Alonso y Nieto, 1996).

Las distintas muestras analizadas como se puede observar en el mapa, donde aparecen marcadas con una estrella y un número en su interior, proceden de las formaciones Pizarras del Narcea (Lozte, 1956) también conocida como Pizarras de Mora que consisten en una alternancia de pizarras y areniscas con predominio de las primeras, su edad se sitúa en torno a los 600 m.a. (Gutiérrez-Alonso y Fernández-Suárez, 1996); La Formación Herrería y el Grupo Cándana que es su equivalente en la Zona Asturoccidental-Leonesa. Son areniscas feldespáticas con intercalaciones de conglomerados, pizarras y dolomías pertenecientes al Cámbrico inferior (Palacios y Vidal, 1992) y se disponen discordantes sobre las Pizarras del Narcea; La Formación Oville son pizarras con intercalaciones de areniscas del Cámbrico medio; La Formación Barrios es equivalente en facies a la Cuarcita Armoricana son cuarcitas con intercalaciones pizarrosas y conglomeráticas; San Pedro, que son areniscas ferruginosas cuyo techo ya se adentra en el Devónico inferior y Huergas que son areniscas pizarrosas y Huergas que son areniscas pizarrosas datadas por su fauna como Eifelinse-Givetiense (García-Ramos, 1978). Un resumen de la estratigrafía se puede encontrar en la figura 2.5.


-2.3 RECAPITULACIÓN

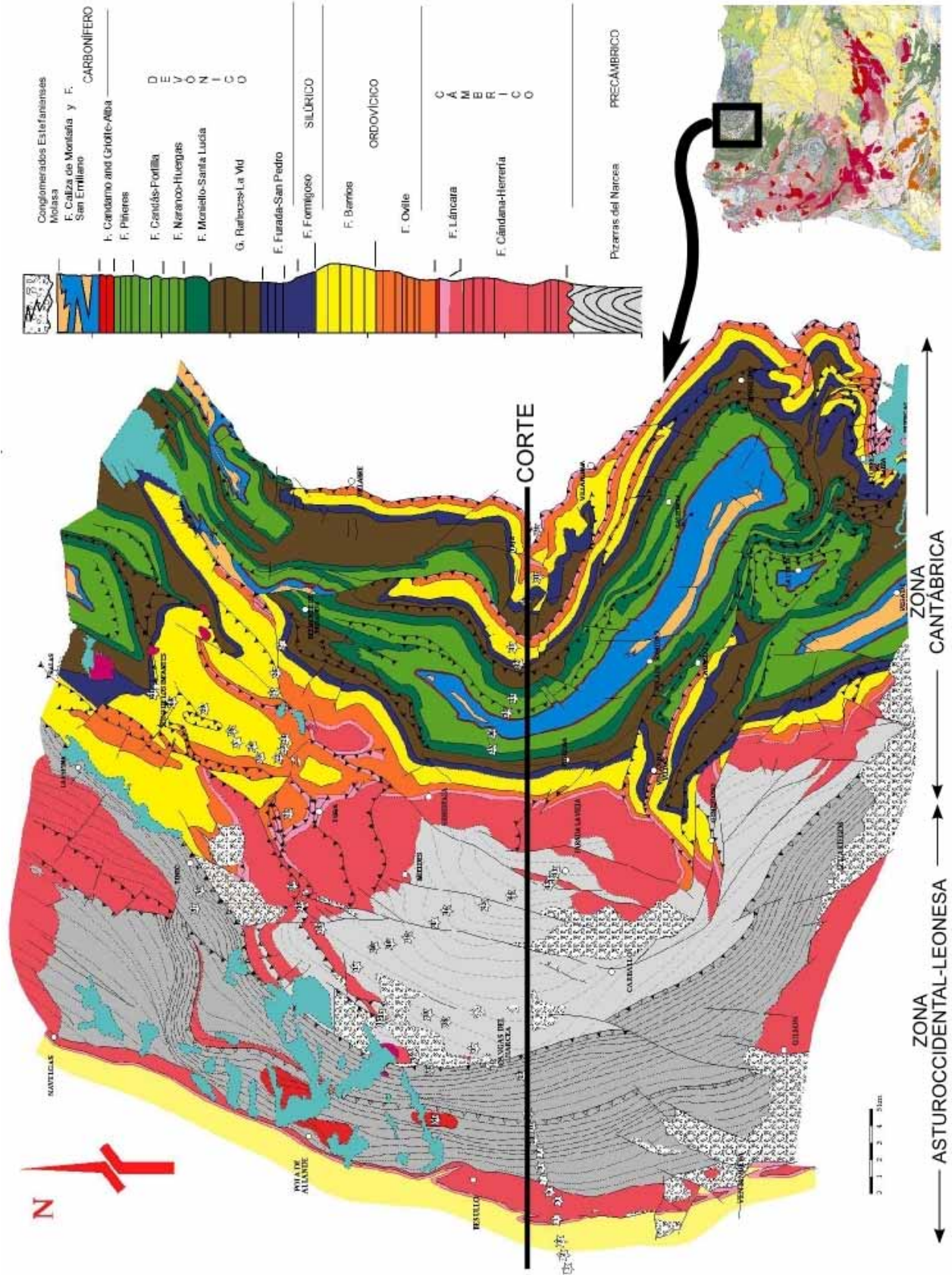
En las dos zonas estudiadas existen trabajos previos que han caracterizado la deformación finita usando métodos clásicos tipo R_f/θ y Fry (Khudoley, 1993; Gutiérrez-Alonso y Nieto, 1996; Gutiérrez-Alonso, 1996).

Los valores de relación axial de la elipse de deformación, R_s , obtenidos con anterioridad por Khudoley para Tien Shan oscilan entre 1,2 y 6,2. En este trabajo no se indica ningún gradiente específico en ninguna dirección.

Por otro lado Gutiérrez-Alonso y Nieto obtienen valores para la Zona Cantábrica que varían entre 1 y 3 con la característica de que éstos se incrementan hacia el oeste, hacia el cabalgamiento de la Espina.

El uso de nuevas técnicas para la medida de la deformación finita puede ser de gran utilidad para completar el conocimiento de estas zonas y comprobar la validez de los métodos utilizados anteriormente.

Fig. 2.5: Mapa del Antiforme del Narcea compuesto a partir de Gutiérrez-Alonso (1992) en base a datos propios y a: hojas MAGNA a escala 1:50:000 de Boal (Marcos y Pulgar, 1980); Tinea y Belmonte de Miranda (Julivert, Marcos y Pulgar, 1977); Grado (Martínez Álvarez *et al.*, 1975); Cangas de Narcea (Marcos *et al.*, 1980); Proaza (Pello, 1976); Naviego (Bastida *et al.*, 1980); Pola de Somiedo (Crespo Zamorano, 1986); La Plaza (Truyols *et al.*, 1982); Degaña (Matas *et al.*, 1982); Villablino (Navarro, 1982) y Barrios de Luna (Suárez *et al.*, 1990); a escala 1:2.000.000 (Rodríguez Fernández ed., 2004) al Mapa Geológico de España; y a trabajos previos de Julivert *et al.* 1968; Marcos, 1973; Bastida *et al.*, 1984; Heredia, 1984, Gutiérrez-Alonso, 1987; Bastida y Castro, 1988; Bastida y Gutiérrez-Alonso, 1989, Alonso *et al.*, 1989 y Gutiérrez-Alonso y Villar, 1990. 



3 METODOLOGÍA

3 METODOLOGÍA

El estudio de la deformación finita es importante para poder comprender e interpretar el significado geológico de las estructuras tectónicas. La deformación en geología se define como los cambios en la posición o en las relaciones geométricas internas sufridas por un cuerpo como consecuencia de la aplicación de un campo de esfuerzos. La deformación puede estar formada hasta por cuatro componentes: rotación, traslación, dilatación y distorsión. De éstas, las dos primeras se engloban dentro de los movimientos rígidos, que son aquellos que no producen cambios en las relaciones geométricas internas sino que sólo los producen en la posición del objeto. Por el contrario la dilatación y la distorsión sí los producen, es decir, cambian las distancias y los ángulos entre las líneas que los componen. Este comportamiento se conoce como deformación interna o “strain” en inglés.

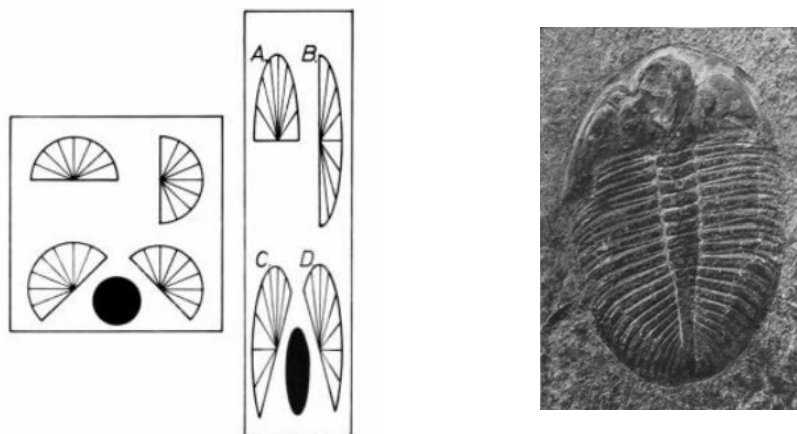


Fig. 3.1: Objetos antes y después de la deformación (Ramsay 1983) a la izquierda y a la derecha un tribobite deformado internamente.

Aunque existe una enorme variedad de métodos diseñados para cuantificar la deformación interna, todos ellos pueden resumirse en dos grandes modelos: Los métodos tipo Rf/\emptyset y los métodos centro a centro.

3.1 MÉTODOS TIPO R_f/\emptyset

En 1967 Ramsay propuso por primera vez un método para determinar la deformación interna en dos dimensiones a partir de círculos y también de elipses dispuestas de forma aleatoria en el estado indeformado. Este método fue posteriormente desarrollado por Dunnet (1969). Más tarde se extendió su uso combinándolo con métodos gráficos como los de Elliot (1970) y Dunnet y Siddans (1971) con los que se pueden analizar incluso las distribuciones no aleatorias previas a la deformación. En ese momento la técnica ya era conocida como “Método R_f/\emptyset ”. Las principales condiciones para obtener resultados correctos con el método R_f/\emptyset son: que la deformación en la región del análisis se pueda considerar homogénea y que el contraste de competencias entre los objetos elípticos y la matriz se pueda considerar unitario.

La aplicación clásica de estos métodos originales a una población de objetos inicialmente circulares (como por ejemplo oolitos) es tan sencilla como medir los ejes principales de la elipse resultante tras la deformación y representarlos gráficamente. Se obtiene después la recta de regresión cuya pendiente indicará la relación entre el eje largo y el eje corto (R). El otro parámetro que se puede medir es el ángulo entre el eje largo de la elipse y la dirección de máxima extensión (\emptyset). La mejor forma de medirlo en este caso sencillo es hallar la media de todos los ángulos medidos (Ramsay y Huber, 1983).

Si, por otro lado, se parte de objetos de forma elíptica previos a la deformación, el método es más complicado ya que el resultado será también una elipse. En este caso la forma de la elipse final y por consiguiente la relación entre el eje mayor y menor de deformación finita (R_f) está en función de la forma inicial de las elipses (R_i y \emptyset_i) y de la forma de la elipse de deformación.

Los métodos gráficos citados anteriormente han sido una de las formas más utilizadas de calcular la deformación por medio de métodos R_f/\emptyset ya que estos han sido durante mucho tiempo el método más rápido y práctico de obtener un resultado fiable. La utilización de un método gráfico consiste en representar gráficamente y siguiendo la misma escala de unas curvas preelaboradas, los parámetros R_f y \emptyset de todos los objetos medidos. De esta representación se obtiene una nube de puntos que se superpone a los citados gráficos, y se escoge el resultado que mejor corresponda con la nube de puntos obtenida. Es importante indicar que la aplicación de técnicas gráficas implica la

subjetividad del observador, con la falta de precisión que ello conlleva.

Posteriormente Mathews *et al.* (1974) desarrollaron un método puramente algebraico para determinar la elipse de deformación. Éste permite mucha precisión en el resultado y un tratamiento estadístico del error cometido, pero tiene la desventaja de que es necesario calcular el valor del eje principal de deformación de forma independiente y antes del cálculo de la deformación. Estas dificultades hicieron que fuese un método poco utilizado.

En 1976 Shimamoto e Ikeda desarrollaron un método algebraico simple que asumía, como es frecuente en este tipo de métodos una distribución inicial aleatoria y un comportamiento ante la deformación homogéneo entre la matriz y los granos, con la limitación de que eran necesario calcular los vectores principales de la matriz de deformación .

Robin (1977) elaboró un método teórico para calcular la deformación finita de objetos de cualquier forma, pero que requiere, como el método de Mathews, el cálculo independiente del eje principal de deformación .

Al simplificar las ecuaciones de Dunnet (1969), Yu y Zheng (1984) elaboraron un método que utilizaba una regresión lineal del mínimo cuadrado para analizar la relación axial y su orientación (R_s y \emptyset). Éste método no es válido, ya que tal y como probaron Mulchrone y Meere (2001) la distribución final de los datos no es una distribución normal (gaussiana) lo cual es un elemento fundamental para que las regresiones lineares de mínimos cuadrados sean matemáticamente válidas.

Debido a la cantidad de tiempo que consumen estos métodos otros investigadores desarrollaron métodos mucho más rápidos, aunque de menor precisión, que eran útiles para observar de una manera rápida si merecía o no la pena realizar estudios más rigurosos y por consiguiente invertir más tiempo. Lisle (1977a) trabajó con las medidas de deformación finita como las medias aritméticas, geométricas y armónicas los valores resultantes de aplicar estas medias pueden ser dispares y distantes de la realidad, pero se han elaborado distintas gráficas que ayudan a interpretar el error. También Lisle (1977b) investigó el método de la curva θ y la influencia de otros factores como la existencia de disolución por presión. Borradaile (1976) introdujo el método de X^2

METODOLOGÍA

que implica la posibilidad de varias fases de deformación de la población de elipses sobre un eje mayor de deformación interna previamente calculado hasta que la distribución se vuelve más uniforme, este método fue computerizado por Peach y Lisle en 1979 y se convirtió así en el primer método que utilizaba ordenadores para realizar análisis de deformación interna.

- 3.2 MÉTODOS CENTRO A CENTRO

Los métodos R_f/\emptyset asumen que la matriz y los granos se han deformado de manera uniforme. Esta asunción es un condicionante importante en todos los casos en los que el contraste de competencias entre la matriz o unos tipos de granos y otros es muy grande. La ventaja de los métodos centro a centro es que se pueden obtener resultados razonables para grupos de objetos que se deforman pasivamente con la matriz que los engloba y para grupos de puntos con contrastes de competencia con la matriz que los rodea.

En geología las distribuciones de casi todos los parámetros que se pueden medir, como por ejemplo las distancias entre las partículas que forman las rocas, tienden a no ser aleatorias completamente sino mucho más parecidas a lo que se conoce como distribución estadística, es decir las distancias entre las partículas son estadísticamente constantes. Los agregados de puntos estadísticamente distribuidos tienen una serie de propiedades geométricas, que hacen que pueda ser calculada la deformación finita a partir de puntos en una distribución deformada, ya que cuando una distribución estadística es deformada, las posiciones relativas entre los puntos cambian, ya que las distancias paralelas al eje de máxima deformación se alargan y viceversa, justo al contrario de lo que ocurre en las distribuciones aleatorias de Poisson, que siguen siendo distribuciones de Poisson tras aplicar cualquier deformación.

Ramsay (1967) fue el primero en proponer la idea de que la deformación finita podía ser estimada usando la distancia entre los centros de los objetos adyacentes, a condición de que los objetos estuviesen distribuidos de forma regular previamente a la deformación. La aplicación de esta técnica implica la determinación de los vecinos más cercanos (“nearest neighbour”) de forma que hay que calcular la distancia entre ellos (d_i) y la orientación de la línea que los une (\emptyset_i). Posteriormente representando gráficamente d_i contra \emptyset_i se pueden estimar los valores medios de

d_{\max} y d_{\min} y al dividirlos calcularíamos la elipticidad (R). La orientación del eje largo de deformación será por lo tanto paralela a d_{\max} . También se puede calcular la deformación interna determinando la elipse que mejor se ajuste por el método de los mínimos cuadrados. Éste método conocido como “Nearest Neighbour Method” (NNM a partir de aquí) ha demostrado funcionar pero presenta varias limitaciones asociadas a él: Ramsay no plantea una definición para lo que es el vecino más cercano por lo que en muchas ocasiones depende de la subjetividad del investigador; la interpretación presenta serias dificultades; requiere mucho tiempo de trabajo para obtener pocos datos. El resultado de estas dificultades es que el NNM se haya aplicado en pocas ocasiones.

Basándose en este concepto, existen otros métodos de análisis de strain centro a centro que son métodos totalmente gráficos tales como el método de Fry (Fry, 1979) las mejoras del mismo método como son el método normalizado de Fry (Erslev, 1988) y el método normalizado y mejorado de Fry (Erslev y Ge, 1990), estos métodos han reemplazado al NNM por ser de una aplicación mucho más simple. Además McNaught (1994) extendió la aplicación de estos métodos a agregados de partículas no elípticas demostrando que era igual de efectivo que en las elípticas.

Tanto el NNM como el método de Fry asumen que en la distribución original de puntos, éstos no estaban aglutinados. La obtención de datos mediante el método Fry o Fry modificado en la forma clásica consiste en:

1. En una hoja de papel se marcan los centros de todas las partículas a examinar.
2. Se toma una hoja de papel transparente y se marca un punto de referencia. Este punto se sitúa sobre uno de los puntos centrales de la hoja donde están marcados los centros de las partículas y posteriormente se marcan en la hoja transparente todos los centros de las partículas.
3. Se mueve la hoja transparente sin girar la hoja, para que las relaciones angulares no cambien, hasta que el punto de referencia se sitúe sobre un nuevo centro de partícula, aquí se repite el proceso de marcar todos los demás centros otra vez.
4. Se repite para todos los puntos de la hoja inicial. (Ramsay y Huber, 1983).

METODOLOGÍA

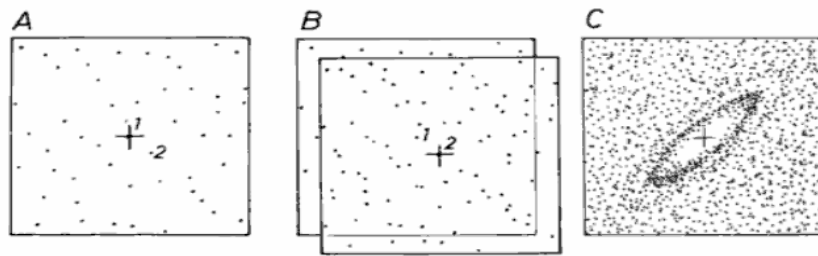


Fig. 3.2: Realización del método de Fry. Tomado de Ramsay y Huber (1983, pg 113)

Tras finalizar el proceso, alrededor del punto de referencia central aparecerá una zona sin puntos marcados o con una concentración de puntos muy baja. Esto ocurre debido a que no pueden aparecer puntos en una distancia menor de la que sumen los radios de las partículas cuyos centros se han marcado con un punto. Esta área puede tener forma redonda, lo que significaría que no existe deformación interna; o elíptica, lo que indica que sí existe “strain”. La elipse resultante tiene la propiedad de poseer la misma orientación y proporciones que la elipse de deformación. Si no existiera esa zona en “blanco” quiere decir que la distribución inicial no cumplía los prerequisites (granos no aglomerados en algunas zonas, distribución no poissoniana...) y no podremos saber si la roca está o no deformada.

También puede aparecer una zona de mayor concentración de puntos, que está relacionada con la distancia más común entre las partículas. Esta concentración puede tener también forma elíptica o circular y estará muy bien marcada si el tamaño inicial de las partículas de la muestra estudiada era bastante constante y tenía un alto grado de empaquetamiento. Sin embargo, si ocurriese lo contrario, apenas existirá esta zona de concentración de puntos. Al igual que la zona en blanco esta concentración refleja la forma y orientación de la elipse de “strain”.

Además de esta zona de de gran concentración de puntos, en las muestras que cumplan las condiciones de tamaño de partículas constante e importante empaquetamiento, puede existir alrededor de esta zona otra zona de baja concentración de puntos. Ésta reflejaría la ausencia de esas distancias entre centros de granos. Si el tamaño de grano y el empaquetamiento son muy uniformes entonces puede aparecer más de una zona de alta concentración.

Por otra parte la normalización (Erslev, 1988) es una corrección que tiene en cuenta los diferentes tamaños de los objetos y también los efectos relacionados el análisis en dos dimensiones

de objetos que originalmente tienen tres. Y el “factor de mejora” o “enhancement factor” (Em) (Erslev y Ge, 1990) consiste en la medida de la cercanía entre dos objetos y se usa en conjunción con un parámetro llamado “factor de selección” o “selection factor” (Sf) por el cual todos los objetos cuyo “Em” es mayor que el “Sf” elegido quedan excluidos del análisis.

-3.3 MÉTODOS INFORMÁTICOS DE MEDIDA DE DEFORMACIÓN INTERNA

Durante los años noventa y como consecuencia del importante desarrollo de la informática se han computerizado muchos de los métodos anteriores y también se han elaborado otros nuevos para medir deformación finita con ayuda del ordenador.

Durante la realización de este trabajo se han usado los métodos informáticos desarrollados por el “University College of Cork” (UCC) perteneciente a la Universidad Nacional de Irlanda (Mulchrone et al., 2001, 2003, 2004, 2005; Mulchrone, 2002, 2005; Meere et al., 2003)

Como se ha dicho anteriormente Ramsay (1967) basándose en el comportamiento pasivo de objetos inicialmente elípticos durante la deformación introdujo el método R_p/\emptyset para análisis de deformación interna. Desde aquel trabajo se han desarrollado muchos métodos gráficos y algebraicos basados en las mismas asunciones. El único método que hasta ahora se considera suficientemente general como para funcionar con objetos no elipsoidales es el método de Robin (1977), pero este método requiere que se estime \emptyset de forma independiente.

Todos los métodos excepto el de Robin presentan el problema importante de ajustar la irregular forma de un grano a una elipse. Por ello durante los las dos últimas décadas, con el desarrollo de técnicas de computación accesibles, se han desarrollado una serie de programas de interpretación gráfica que son capaces de ajustar una elipse a una región con forma arbitraria. Para ajustar una elipse a partir de una forma arbitraria existen varias propuestas: los métodos basados en el límite del objeto y los métodos basados en la región que ocupa el objeto. Para formas regulares ambos métodos son indiferenciables, mientras que si los objetos tienen una forma muy irregular los resultados pueden variar significativamente.

METODOLOGÍA

Las irregularidades afectan mucho menos a los métodos basados en la región ocupada que a los que utilizan el límite del objeto. Además estos últimos no consideran la posibilidad de límites internos. Es por estas características que parece mejor a la hora de hacer un análisis de “strain” los métodos que ajustan la elipse en base a la región del objeto ya que la medida de la deformación finita concierne a las formas y cómo éstas han cambiado durante la deformación (Para conocer el fundamento matemático de ambos procedimientos consultar Mulchrone y Choudry, 2004).

El hecho de poder ajustar la forma de los granos a una elipse de esta manera tiene dos importantes implicaciones sobre el análisis de deformación finita. La primera de ellas es que se pueden utilizar todos los métodos tipo R_f/\emptyset en cualquier muestra de roca aunque no tenga objetos inicialmente elipsoidales, donde antes sólo era aplicable el método de Robin. Otra implicación es el hecho de que en estudios previos al desarrollo de estas técnicas durante el muestreo para realizar análisis de deformación finita se ignoraban las rocas que no eran susceptibles de tener objetos elipsoidales en ellas, con lo que se producía sesgo en los datos adquiridos.

Para la realización de las medidas de “strain” ajustando objetos inicialmente con forma arbitraria se utilizó un programa informático desarrollado por el UCC llamado SAPE que es un acrónimo de “Semi-Automatic Parameter Extraction” (Mulchrone, Meere y Choudry, 2005). Este programa está basado en el ajuste de una elipse a un cuerpo con forma arbitraria desarrollado por Mulchrone y Choudry (2004).

Los datos más difíciles de extraer a partir de una imagen digital por parte de un programa informático son los límites de grano mientras que para una persona es una tarea bastante sencilla. SAPE es un programa capaz de extraer toda la información relevante al análisis de deformación finita a partir de una imagen digital consistente en regiones blancas englobadas dentro de líneas negras y sobre fondo blanco. Como es evidente las imágenes digitales de una roca o de una lámina delgada no cumplen estos requisitos de ahí que sea necesario procesar estas imágenes mediante otros programas informáticos de tratamiento de imagen (tales como Photoshop, GIMP, o el programa específico para la detección de bordes de grano CARSG (Choudry, Meere y Mulchrone, 2006) o la acción humana mediante la impresión de la imagen fotográfica, el posterior marcado sobre un papel transparente del contorno de los objetos sobre un papel transparente con rotulador y finalmente el escaneado de esta última imagen en blanco y negro y en formato estándar de mapa

de bits (.bmp y similares). Es preciso indicar que los contornos deben estar totalmente cerrados en la imagen final que cargaremos en el programa puesto que de lo contrario el programa no identificará ese objeto como un objeto a analizar. La última de las metodologías explicadas fue la escogida para la realización de este trabajo por considerarse la fórmula más rápida.

SAPE funciona con un simple algoritmo “region-growing” para identificar las regiones de interés de la imagen cargada en el programa. el número de pasos que sigue el programa son 5:

1. Extracción de los datos de la imagen cargada (Extrae los datos referentes a la posición de los píxeles blancos y negros de la imagen).
2. Suavizado de bordes, este paso elimina los píxeles que crean una imagen tosca, las manchas e impurezas de la imagen cargada.
3. Identificación del fondo.
4. Identificación de la región, en estos dos pasos el programa identifica las zonas totalmente englobadas por píxeles negros y las zonas no englobadas totalmente por píxeles negros, diferenciando así los objetos en los que debe extraer los datos y el fondo blanco.
5. Extracción de los parámetros, después de identificar cada objeto el programa utiliza los métodos propuestos por Mulchrone y Choudry (2004) para ajustar una elipse a una forma arbitraria. Posteriormente calcula todos los parámetros necesarios para realizar análisis de Strain (tanto R_f/\emptyset como métodos centro a centro): R , \emptyset , a (longitud del eje mayor), b (menor), x , y , (posición del centroide de la elipse). Los fundamentos informáticos del programa y el cálculo de errores se pueden consultar en Mulchrone et al. (2005).

El programa posee un interfaz gráfico muy sencillo e intuitivo escrito en C++ con una única barra-menú de herramientas (Fig. 3.4).

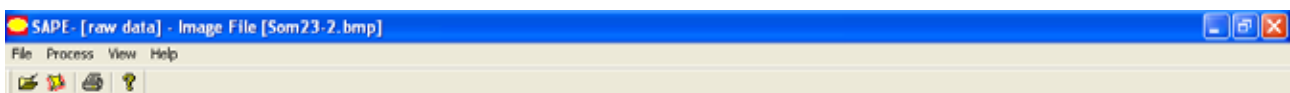


Fig. 3.4. Barra de herramientas de SAPE, en donde se observan las aplicaciones que se comentan seguidamente.

METODOLOGÍA

Las posibilidades que ofrece este menú son:

1. “File”:

-“Import Bitmap”: Importa una imagen para analizar. corresponde con el icono de la carpeta (Fig. 3.5)

-“Save Bitmap”: Guarda la imagen que se ve en la pantalla, ya sea la imagen cargada o la imagen analizada.

-“Export parameters”: Que consta de tres posibilidades “ R_f/\emptyset Data”, que sólo exporta los parámetros necesarios para el uso de métodos R_f/\emptyset ; “All data”, exporta todos los parámetros; “Moment data”, exporta las coordenadas X e Y del centroide de cada región, y los momentos $(u_{00})_k$, $(u_{02})_k$, $(u_{20})_k$ y $(u_{11})_k$ (Mulchrone et al., 2005).

-“Print”: imprime la imagen de la pantalla. Corresponde con el icono de la impresora.

-“Exit”: sale de la aplicación.

2. “Process”:

-“Set parameters”: es una menú donde se pueden personalizar una serie de parámetros que afectan al algoritmo principal tales como el porcentaje de muestras mayores o menores de un porcentaje de la media que se quieren descartar o los números “disminución” (“Shrink”) y “crecimiento” (“Grow”) que indican el número de veces que se aplicará el algoritmo indicado.

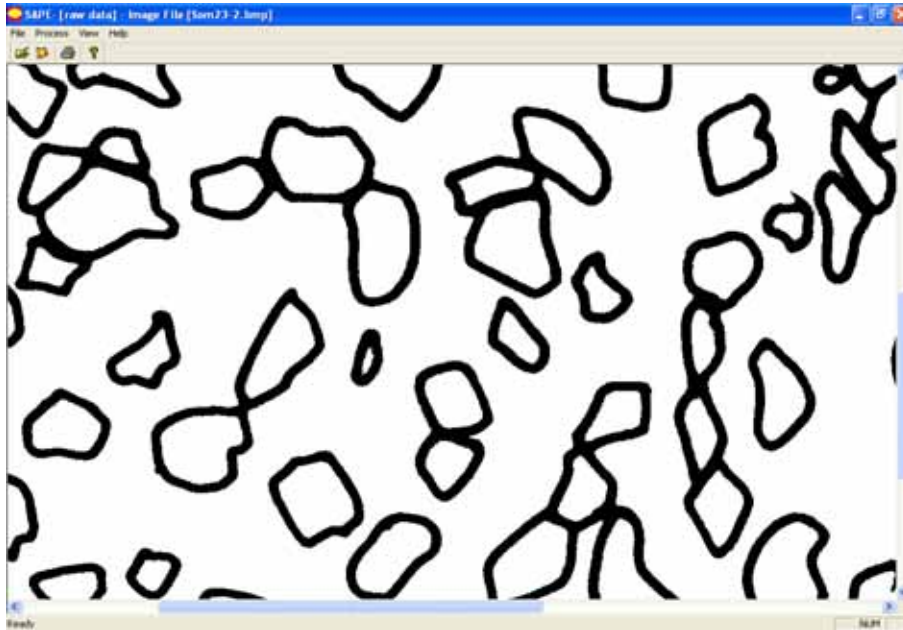


Fig. 3.5: ventana de SAPE con la imagen importada.

-“Run analysis”: Este comando inicia el funcionamiento del algoritmo, es decir, al presionarlo se obtiene el resultado final del análisis. Corresponde con el icono del dibujo amarillo.

3. “View”:

-“Raw data”: Muestra la imagen cargada originalmente.

-“Processed data: Muestra la imagen con las regiones identificadas y numeradas, los números que aparecen con fondo blanco son las muestras analizadas por el programa y los que aparecen en rojo son las desechadas, se puede escoger manualmente las muestras que se desean escoger o desechar pinchando sobre el número (Fig. 3.6).

-Extracted data: Muestra la lista con todos los datos extraídos (Fig. 3.7).

-Processed data and fitted ellipses: Muestra la imagen con las regiones identificadas, numeradas y las elipses que se ajustan a cada una de ellas (Fig. 3.8).

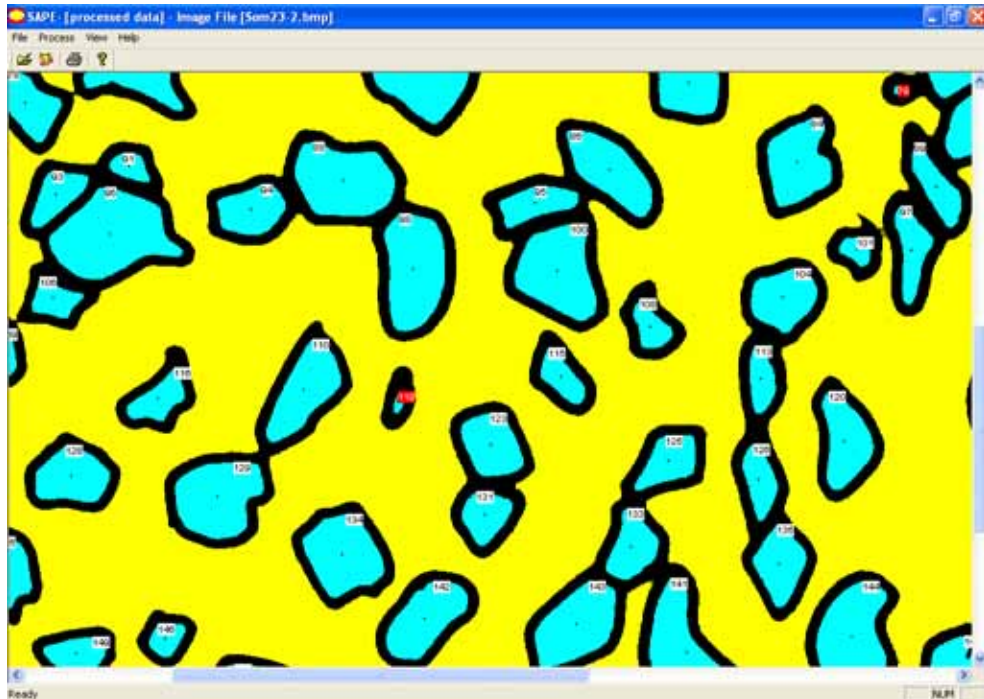


Fig. 3.6: Ventana que muestra los datos procesados.

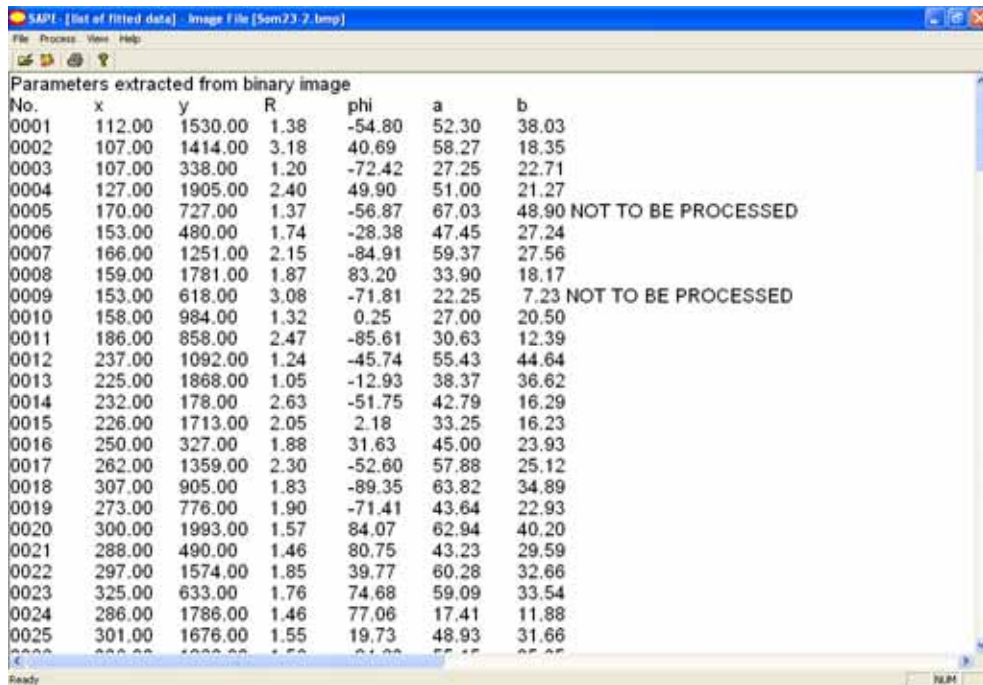


Fig. 3.7: Ventanas de SAPE mostrando los datos extraídos.

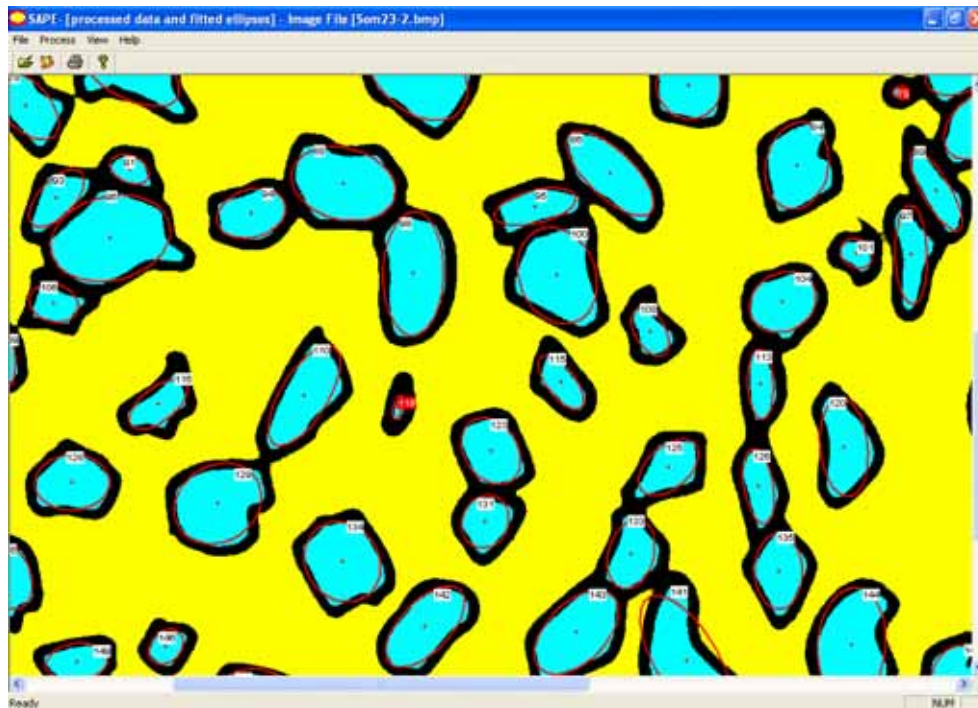


Fig. 3.7: Ventana que muestra los datos procesados y las elipses ajustadas.

Según Meere y Mulchrone (2003) para que una análisis de deformación interna a partir de objetos de forma arbitraria ajustándolos a la mejor elipse posible sea estadísticamente válido se necesitan al menos 150 objetos medidos. Este programa es capaz de analizar muchos más objetos en un periodo de tiempo inferior a los 20 o 30 segundos y el único proceso laborioso que hay que seguir es el de pintar los límites de los granos sobre la impresión de la imagen digital y su escaneo. La experiencia personal indica que en imprimir una imagen, pintar unos 200 granos y escanear la imagen de los límites de grano lleva unos 20 minutos. Medir unos 200 granos a mano puede llevar entre 1.5 y 2 horas. Lo cual supone un importante ahorro de tiempo y energía.

Por otra parte, los métodos de medida de strain “centro a centro” no requieren un forma especial por lo que no sería estrictamente necesaria la utilización de este programa para el análisis, pero la velocidad de obtención del resultado lo hace una herramienta cómoda para utilizar los parámetros extraídos en programas informáticos de medida de la deformación “centro a centro”.

-3.3.1 Métodos tipo R_f/\emptyset computerizados.

Muchos de los métodos citados anteriormente han sido computerizados. En el caso de los métodos R_f/\emptyset es relativamente sencillo de hacer. En este estudio se ha utilizado un programa llamado MRL que es un acrónimo del método en el que se basa, el “Mean Radial Length” desarrollado por Mulchrone *et al.* (2003) y creado directamente para ser usado con ordenador.

Este método está basado en el simple hecho de que un grupo de elipses orientadas aleatoriamente en estado no deformado describen un círculo si se halla el radio medio de todas y se colocan con su centro coincidiendo con el centro del eje de coordenadas. Así tras la deformación lo que “dibujarán” será la elipse de deformación. El desarrollo matemático y la evaluación de los errores se pueden consultar en Mulchrone *et al.* (2003), Mulchrone y Choudhury (2004) en donde se compara con otros métodos y en Mulchrone (2005).

Este método tiene al menos una ventaja sobre cada uno de los métodos R_f/\emptyset clásicos citados anteriormente (Mulchrone *et al.*, 2003):

1. Es un método muy simple de computerizar y tan sólo se requiere un hoja de cálculo normal para realizarlo por lo cual es informáticamente ligero, algo impensable para los métodos que requieren calcular los vectores principales del tensor de deformación.
2. No requiere de la utilización de gráficos para la interpretación de los resultados con lo que se elimina el componente subjetivo de la interpretación.
3. El resultado se puede repetir varias veces con la obtención del mismo resultado.
4. El programa es capaz de calcular por sí mismo los límites de confianza de los cálculos efectuados.
5. No existe el requisito previo de obtener la orientación del eje mayor de deformación como en varios de los métodos citados anteriormente.

Sin embargo el método para funcionar correctamente necesita asumir que la población de

objetos elípticos en el estado indeformado tenga las siguientes características:

1. Que la población a la que se someta el análisis fuese isótropa en origen, o lo que es lo mismo que la orientación de \emptyset fuese una variable aleatoria entre 0 y 180° (Fisher 1993), es decir, que sea igualmente probable que la orientación del eje largo yacza en cualquier dirección del intervalo y que R fuese independiente de \emptyset .
2. Que la deformación en la región del análisis se pueda considerar homogénea.
3. Que el contraste de competencias entre los objetos elípticos y la matriz se pueda considerar unitario.

Por otra parte hay que tener en cuenta que estas asunciones son las mismas que hay que tomar si se utiliza uno de los métodos R_f/\emptyset clásicos como todos los citados anteriormente.

Por supuesto se puede aplicar este método a muestras que no cumplan estas características estrictamente, pero es conveniente indicar que se puede llegar a conclusiones erróneas si no se tiene en cuenta que la muestra no es idónea para realizar este tipo de análisis.

La aplicación informática MRL está también programada en C++ y posee un interfaz gráfico muy sencillo con una sola barra de herramientas superior y la presentación de una hoja de cálculo presentada bajo el rótulo “Data Entry” con tan sólo dos columnas, que son la columna “Rf” y la columna “Phi” en la que se pueden escribir directamente los datos o importarlos desde cualquier archivo ASCII delimitado por tabulaciones. A la derecha de este cuadro aparece una caja con un menú en el que tras hacer el análisis se puede elegir entre la pestaña “Main Results” que permite ver los resultados obtenidos con sus límites de confianza tanto para R_f como para \emptyset según los métodos de análisis R_f/\emptyset de Mulchrone *et al* (2003); Robin (1977); Robin y Torrence (1987); Mulchrone y Meere (2001); Yu y Zheng (1984); las medias aritmética, geométrica y armónica y Mulchrone (2004); y la pestaña “Simulations” que permite ver las simulaciones y errores que ha realizado el programa. El menú de la barra superior permite elegir entre:

METODOLOGÍA

1. “File”:

- “New”: Abre un documento vacío.
- “Open”: Abrir un documento.
- “Save”: Guarda el documento creado.
- “Print”: Imprime el documento creado.
- “Import”: Importa un documento ASCII delimitado por tabulaciones.

2. “Edit”:

-“Undo”, “Copy”, “Paste”...: En este menú se presentan todas las opciones clásicas de edición como borrar, copiar, cortar y pegar y que son compatibles con los controles tradicionales del teclado como la tecla “supr” para borrar, la combinación “Ctrl + c” para copiar etc.

3. “View”:

- “Toolbar”: Se quitar la barra de herramientas de iconos.
- “Status bar”: Se puede quitar la barra inferior.

4. “Help”: Te da opciones de ayuda.

5 “Analysis”:

- “Run Analysis”: Hace funcionar el algoritmo
- “Run Simulation”: Puedes calcular simulaciones y errores

De los análisis que ofrece este programa se ha sido seleccionado siempre para este estudio el método “Mean Radial Length” de Mulchrone *et al.* (2003) por considerarlo el de mayor fiabilidad (Mulchrone, 2005; Choudry y Mulchrone, 2006). Durante el estudio se obtuvo un resultado por muestra obtenida con SAPE y posteriormente se obtuvo la media aritmética de los valores que correspondían a la misma lámina delgada. Por los resultados obtenidos durante la realización de este trabajo se ha podido comprobar que los únicos métodos que presentan diferencias

suficientemente importantes respecto al MRL son las medias aritmética, geométrica y armónica y en menor medida el método de Yu y Zheng (1984).

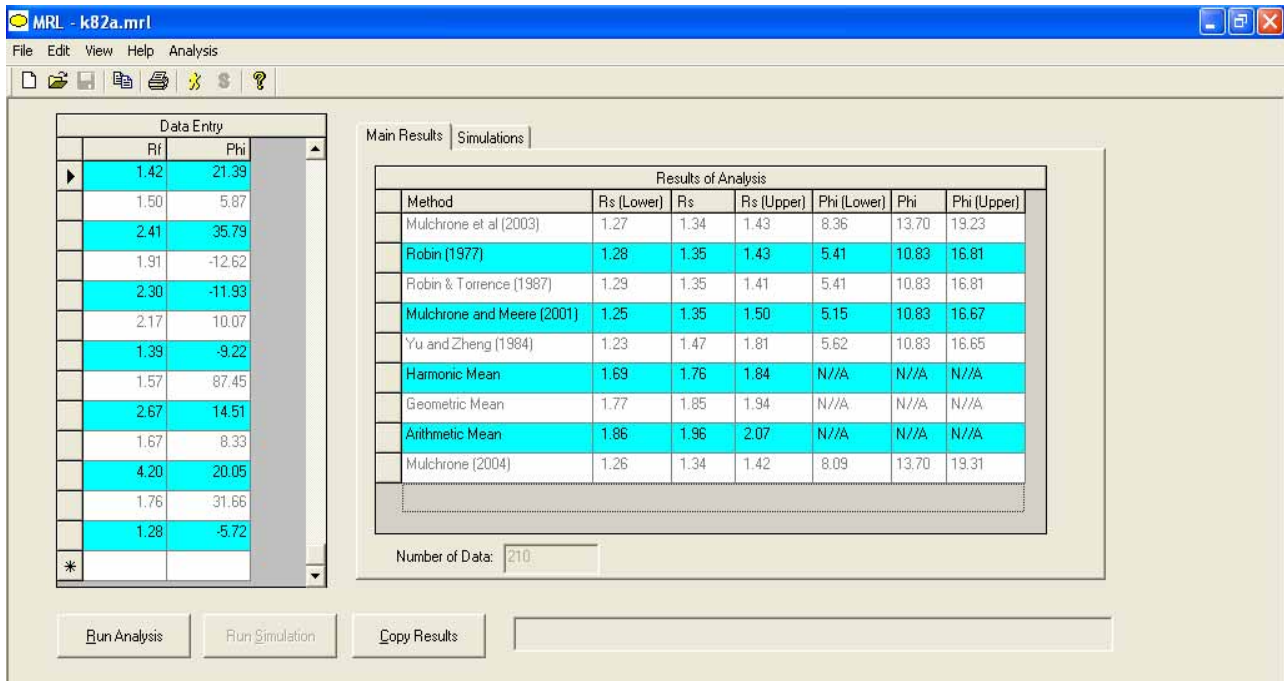


Figura 3.8: Interfaz gráfico del programa MRL

3.3.1 Métodos centro a centro computerizados

Los métodos centro a centro han sido informatizados recientemente. Inicialmente se computerizaron las distintas opciones de los métodos de Fry (Aillieres and Champenois, 1994; Aillieres *et al.*, 1995) estos programas incluían el análisis informático de imágenes. Estos métodos son para su realización a mano muy sencillos pero su informatización es sin embargo complicada, larga y cara. También dentro de los métodos computerizados para el análisis de deformación finita por métodos centro a centro, Mulchrone (2002), ideó un nuevo método basado en el NNM de Ramsay (1969) pero con la novedad de la aplicación de la triangulación de Delaunay y un posterior análisis estadístico. Este método ha sido bautizado como DTNNM que es un acrónimo de “Delaunay Triangulation Nearest Neighbour Method” (Mulchrone, 2002). La utilización de estos métodos elimina por completo la subjetividad en las medidas y en la interpretación que suponía la realización manual. Para la elaboración de este estudio se optó por este último método por ser más eficiente en su versión informatizada que los métodos informáticos tipo Fry debido al algoritmo que usa la citada triangulación (Mulchrone, 2002).

METODOLOGÍA

Antes de explicar cómo funciona el método es importante conocer una serie de conceptos como el de diagrama de Vornoi, triangulación de Delaunay y envolvente convexa. Un diagrama de Vornoi no es más que la subdivisión de un plano que contiene una serie de marcadores o nodos, como pueden ser, por ejemplo, los centroides de los objetos en una análisis de deformación interna, en una sucesión de regiones formadas por los lugares más cercanos a cada marcador, es decir, el interior de cada celda del plano se encuentran todos los puntos cuya distancia al marcador es menor que a cualquier otro marcador. Los diagramas de Vornoi se utilizan en muchos campos de la geología (minería, hidrogeología y otros).

La triangulación de Delaunay es un método complementario a los diagramas de Vornoi. Consiste en un conjunto de líneas que une un grupo de puntos de forma que estos puntos estén unidos con sus “vecinos más cercanos” (Perpata y Shamos 1985, p 209; O'Rourke, 1993, p. 175) Hallar una triangulación de Delaunay es sencillo una vez hallado el diagrama de Vornoi, ya que sólo hay que superimponerla uniendo los marcadores cuyas regiones están en contacto por una línea recta, como es lógico al unir de esta forma los nodos estamos uniendo cada uno con sus vecinos más cercanos. Este conjunto de líneas que une los vecinos más cercanos resultado de la triangulación de Delaunay puede darnos justo la información que necesaria para aplicar el método NNM de Ramsay. Existen infinidad de algoritmos para computerizar la triangulación de Delaunay ya que es importante recurso para muchísimas aplicaciones informáticas (desde científicas hasta la animación 3D), así que mediante la informática podemos ahorrar muchísimo tiempo y toda la subjetividad a la hora de elegir y medir el vecino más cercano.

La “envolvente convexa” o “convex hull” de un grupo de puntos en dos dimensiones se define como el polígono convexo con el perímetro y área mínimo. Este término está muy relacionado con los dos anteriores. El concepto de envolvente convexa es importante porque los puntos que definen este polígono en muchas ocasiones no son vecinos próximos aunque estén unidos por las líneas de la triangulación como se puede observar en la figura 3.9 d), donde p1 y p6 están unidos por la triangulación tan sólo porque son el límite de puntos seleccionados y no por ser vecinos próximos.

La aplicación de la triangulación de Delaunay en análisis de strain tiene algunas imperfecciones: la primera está relacionada con la envolvente convexa, ya que como se ha dicho los objetos que limitan el conjunto no tienen por qué ser vecinos cercanos; la segunda es que la triangulación no es invariable con el strain, es decir, el vecino más próximo puede cambiar desde el estado indeformado al deformado final, este problema ya era conocido por Fry (1979) como muestra la figura 3.10. Para tratar de minimizar estos errores, el método aplica las técnicas desarrolladas por Erslev (1988), la normalización para el método de Fry y por Erslev y Ge (1990), la mejora del método de Fry normalizado, y las aplica a DTNNM, también permite quitar todas las conexiones entre los centros que limitan la población, es decir, eliminar las conexiones entre los nodos que forman la envolvente convexa. Con ello el método permite que el usuario seleccione las distancias que le parezcan apropiadas y así se puede eliminar parte del error. Aún así se ha calculado que el error máximo que comete este método, es válido y aceptable, principalmente para strain bajo y medio (hasta $R_s=6$), ya que hasta este valor calcula la elipse de strain con un intervalo de confianza del 95% (Mulchrone 2002).

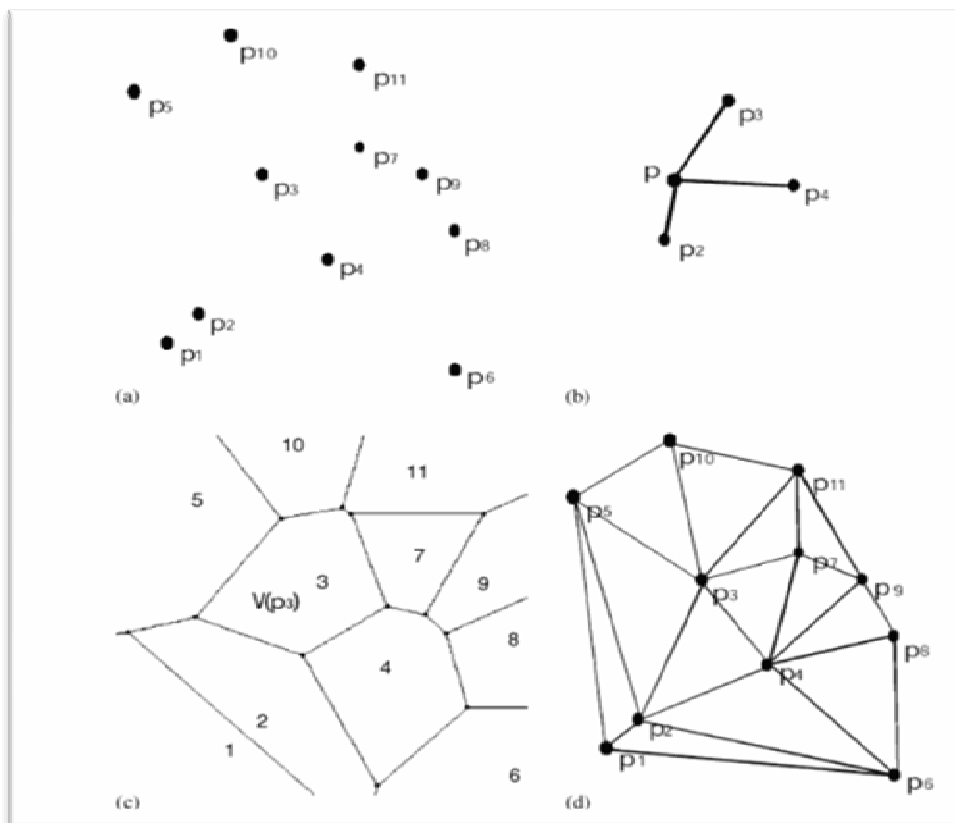


Fig. 3.9: a) Conjunto de puntos. b) Operación que se hace para crear un diagrama de Vornoi, medir las distancias de todos los puntos y englobarlos en el área que les corresponde como más cercana. c) Diagrama de Vornoi. D) Triangulación de Delaunay. Tomado de Mulchrone (2005).

METODOLOGÍA

La aplicación informática desarrollada por el autor del método tiene una estructura muy similar a las anteriores programada en C++, con un interfaz gráfico muy intuitivo con una única barra de herramientas que presenta un menú y una serie de iconos que representan la opción “Run” cuyo dibujo es una bomba y que corresponde a hacer funcionar el algoritmo del programa para la obtención del resultado y el resto son las mismas opciones que aparecen en el menú “View”. La vista inicial del programa presenta una hoja de cálculo con cinco columnas (x, y, a, b, y phi) en las que se puede escribir los datos o importarlos desde un archivo ASCII delimitado por tabulaciones. El menú incluye los términos:

1. “File”:

- “Import data”: Importa los datos desde un documento ASCII limitado por tabulaciones.
- “Export data”: Exporta los resultados en un archivo de texto limitado por tabulaciones.
- “Print”: Imprime los resultados

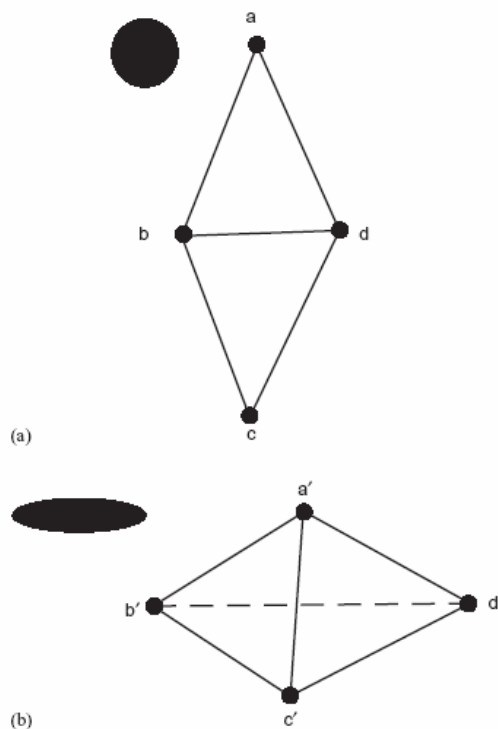


Fig. 3.10: a) configuración inicial de los puntos. b) configuración final de estos después de aplicarles un strain $R_s=4$. Como se puede observar los vecinos más cercanos han cambiado, la línea discontinua marca la anterior distribución. Tomado de Mulchrone (2005).

2. “Triangulation”:

-“Run Analysis”: Hace funcionar el algoritmo y da el resultado.

-“Set Parameters”: Aparece una un menú donde se puede elegir si se quiere eliminar las líneas que definen la “envolvente convexa”; si se quiere normalizar el análisis y donde se puede elegir el factor de selección que el usuario desee.

3. “View”: En este submenú se pueden escoger las distintas vistas de los obtenidos tras hacer funcionar el programa con los datos, y son las mismas que se pueden elegir en el menú “View”. Estas opciones son: El resultado de R y de \emptyset de forma numérica con sus límites de confianza calculados mediante dos métodos distintos (Fig. 3.11); el resultado gráfico de la triangulación (fig 3.12); el conjunto de puntos dibujado con la elipse calculada (Fig. 3.13) y una serie de gráficas en las que se calculan los errores cometidos y la relación entre R_s y S_f , Error (R_s) y S_f , \emptyset y S_f y finalmente Error (\emptyset) y S_f , estos gráficos nos permiten ver cómo varían tanto R_s como \emptyset y sus respectivos errores en función del factor de selección sin tener que repetir varias veces el análisis una vez con cada S_f con lo cual ahorraremos tiempo y podremos saber rápidamente cuál es el S_f idóneo para nuestra muestra.

4. “Window”: Da las opciones de maximizar, minimizar o de ver todas las vistas que ofrece el programa dentro de la misma ventana en cuatro subventanas pequeñas.

5. “Help”: Presenta un pequeño manual con el que se puede resolver alguna pequeña duda.

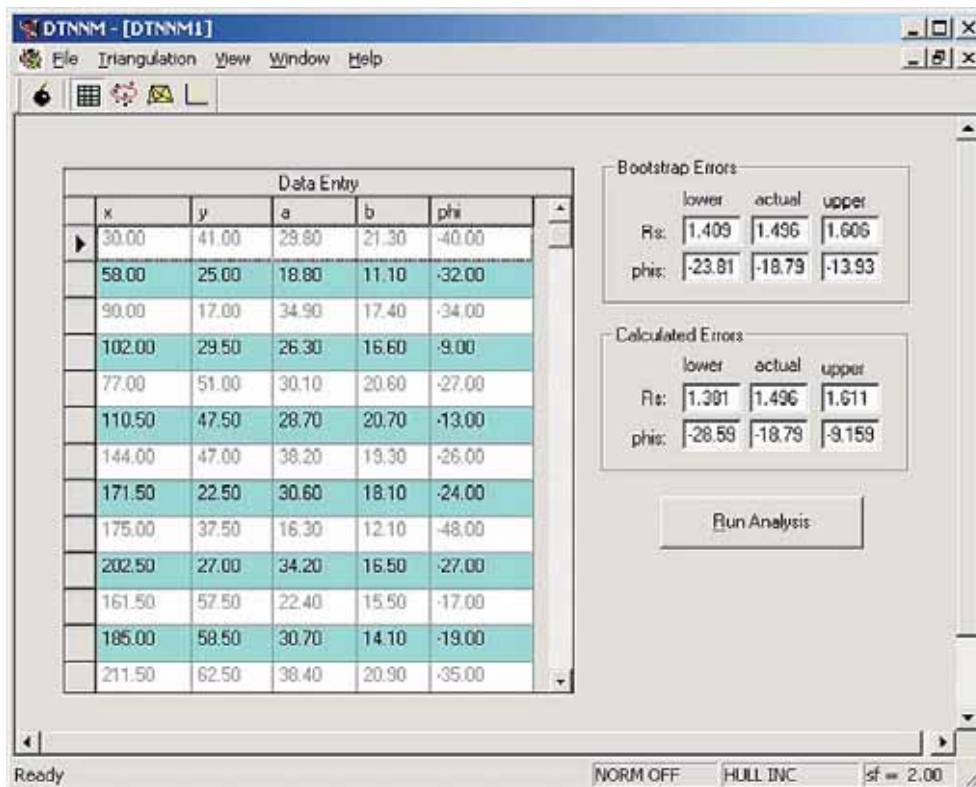


Fig. 3.11: Vista general de la ventana principal con los resultados ya obtenidos.

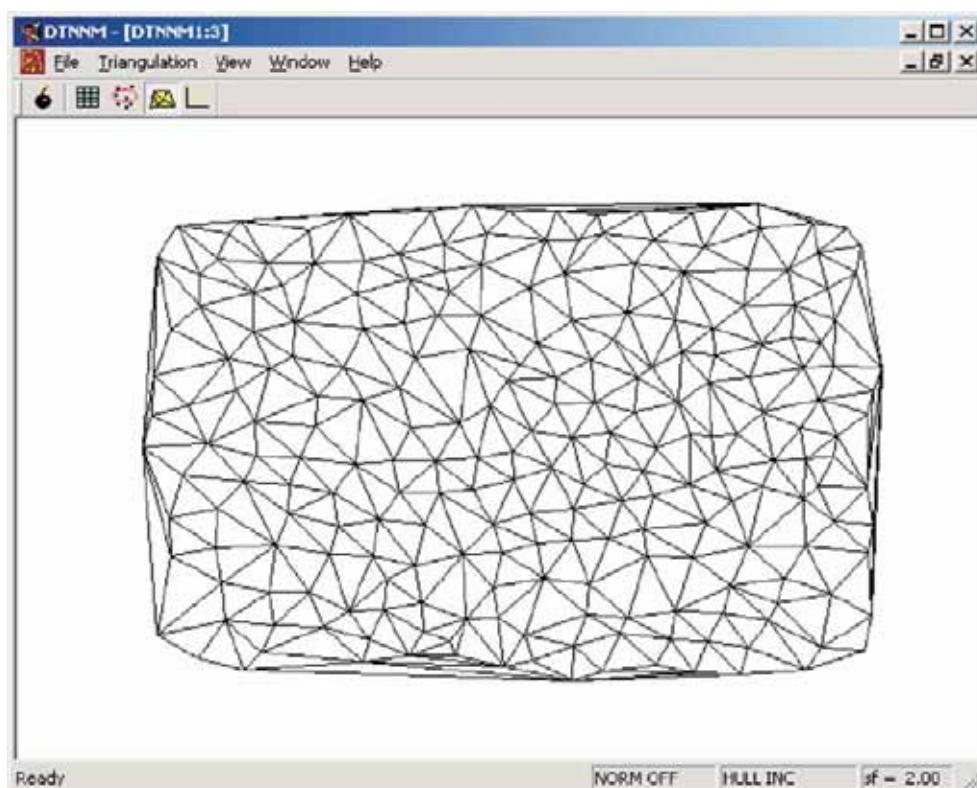


Fig. 3.12 Ventana de DTNMM que muestra la triangulación de Delaunay.

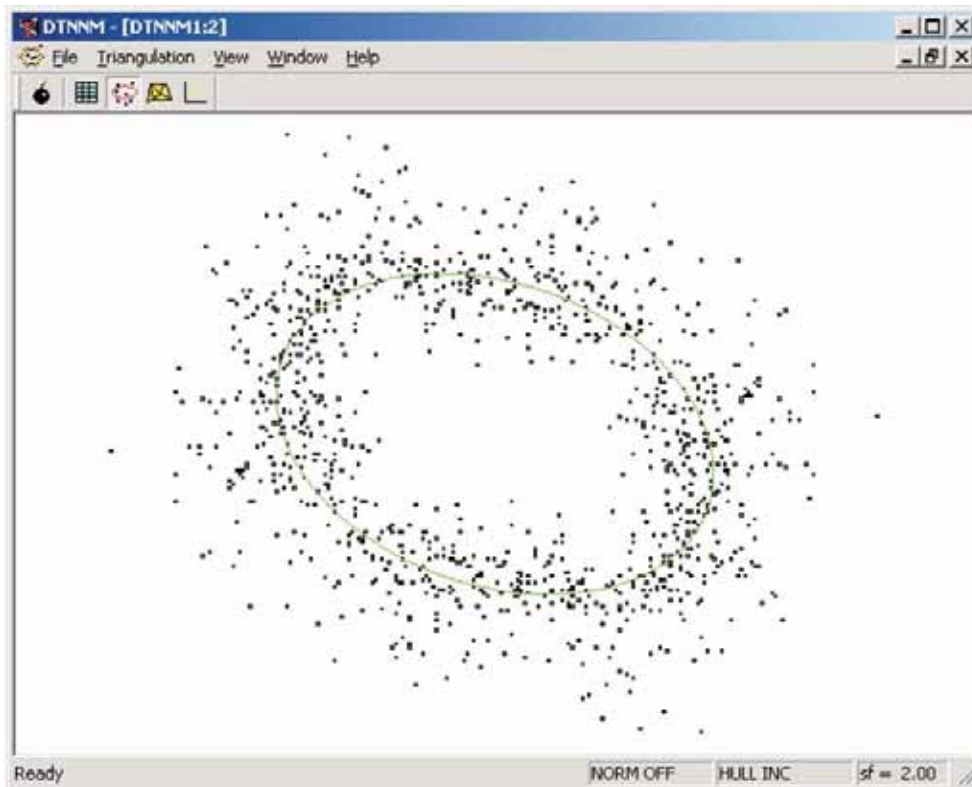


Fig. 3.13: Ventana de DTNNM donde se muestra la nube de puntos obtenida y la elipse calculada en verde.

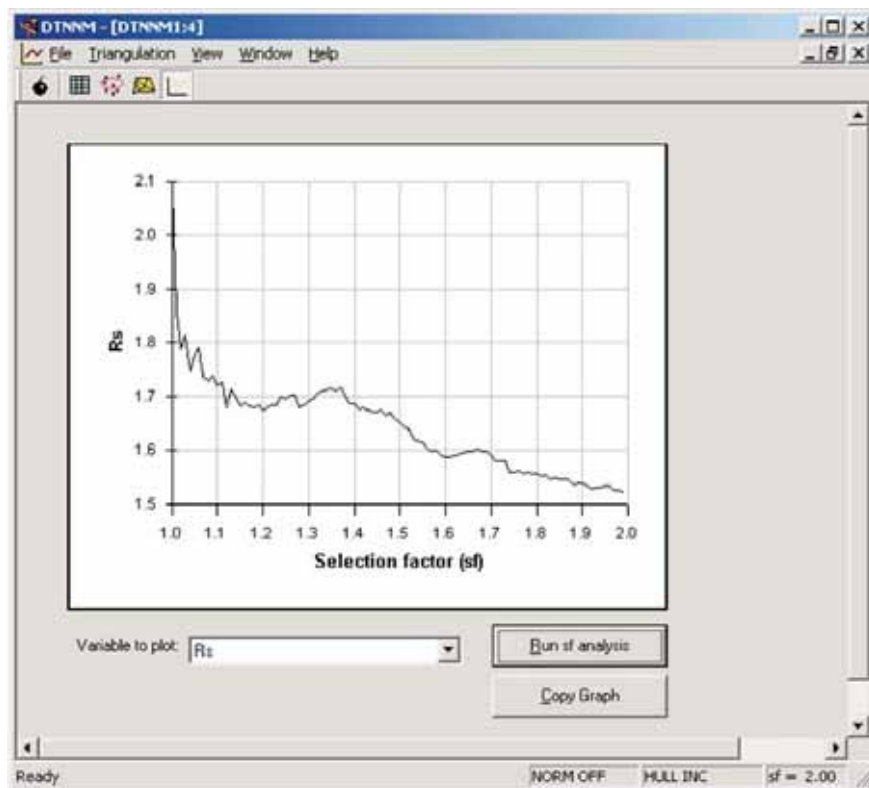


Fig. 3.14: Ventana del programa donde se puede observar la gráfica que relaciona la relación axial medida por el método en función del factor de selección que se escoja.

4 DESCRIPCIÓN DE LOS

RESULTADOS

4 DESCRIPCIÓN DE LOS RESULTADOS

En este capítulo se describen los resultados obtenidos tras la realización de los análisis con los programas anteriormente descritos y que aparecen en su totalidad en el apéndice. Para poder comprender e interpretar dichos datos se introducirá, previamente, una descripción del procedimiento seguido para la realización de dicho análisis.

El primero de los pasos seguidos para la obtención de los resultados fue la realización de un estudio petrográfico de las láminas delgadas y la fotografía de al menos tres zonas de cada lámina. Estas zonas se seleccionaron de acuerdo con la cantidad de granos diferenciables necesarios para ser posteriormente analizados. De estas zonas seleccionadas se obtuvieron tres fotografías: la primera en nicoles paralelos, la segunda en nicoles cruzados y la última con la cuña de λ o de $\frac{1}{4}$ de λ .

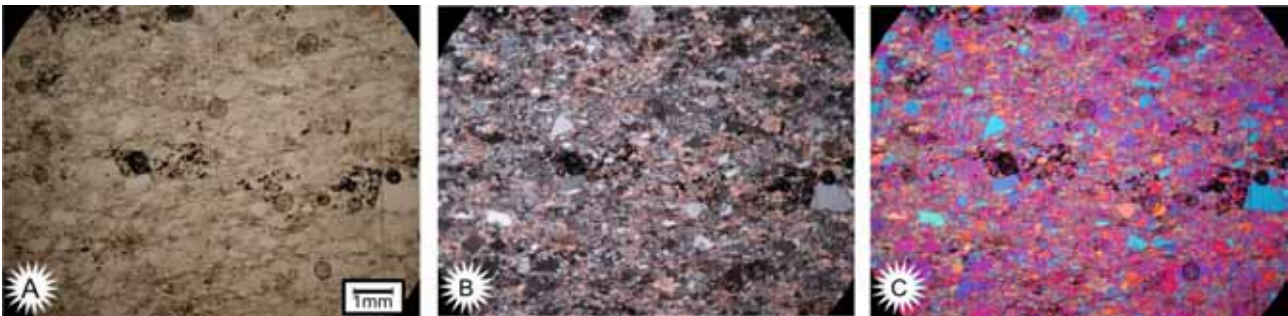


Fig. 4.1: A) Fotografía en nicoles paralelos de una de las muestras de Talas Ala Tau. B) Misma imagen esta vez tomada con los nicoles cruzados. C) Tercera fotografía que corresponde a la efectuada con la cuña de λ .

Para la aplicación del programa informático SAPE, se seleccionaron al menos dos imágenes por lámina en las que se distinguiesen con mayor facilidad los límites de grano y se imprimieron las fotografías elegidas. Seguidamente se calcaron los granos en un papel transparente que se escaneó para obtener mediante esta aplicación informática al menos dos conjuntos de medidas por cada lámina delgada para analizar posteriormente la deformación con los otros programas informáticos.

El programa MRL se aplicó exportando los parámetros R_s y \emptyset únicamente como se describió en el anterior capítulo. Esto se realizó una vez por cada muestra obtenida con SAPE y posteriormente se promedió el resultado entre las muestras que correspondían a una misma lámina delgada.

DESCRIPCIÓN DE LOS RESULTADOS

Sin embargo, para la realización de este trabajo, la aplicación DTNNM se usó de una forma particular, ya que dadas las características generales de la mayoría de las muestras de Kirguistán y de varias de la Zona Cantábrica, las cuales tenían un “sorting” pobre o muy pobre y un alto contenido en matriz, los granos estaban en general demasiado separados como para que con valores bajos de “factor de selección” (S_f), el análisis fuese válido ya que analizaba muy pocas relaciones entre centros. Así que se optó por elegir un $S_f=30$. Éste es un valor demasiado alto como para que la triangulación de Delaunay sea fiable dados los problemas antes mencionados, de manera que se optó por aplicar la normalización y el factor de mejora, exportar la nube de puntos y ajustar manualmente con la ayuda de un programa de dibujo, la mejor elipse de deformación a la zona sin puntos en los alrededores del punto central, es decir, utilizamos este programa para realizar el método de Fry normalizado y mejorado. Este proceso se realizó una vez por muestra y se promedió el resultado entre las muestras que correspondían a una misma lámina delgada.



Fig. 4.2: Una de las nubes de puntos a la izquierda y la elipse ajustada a la misma nube a la derecha.

Tras la obtención de los resultados se procedió a representar dos diagramas de Flinn (Flinn, 1956) que es una representación gráfica de la forma de los elipsoides de deformación obtenidos consistente en situar en un eje de coordenadas la relación entre los ejes “Y” y “Z” ($R_{yz} = S_y/S_z$) del elipsoide en abscisas frente a la relación entre los ejes “X” e “Y” ($R_{xy} = S_x/S_y$) en ordenadas. Para hacer esta representación es necesario obtener la deformación finita en estas dos secciones citadas anteriormente.

El diagrama de Flinn sirve para conocer la forma del elipsoide de deformación. Para ello además de la representación se utiliza el parámetro K.

$$K = \frac{(S_x/S_y)-1}{(S_x/S_y)-1}$$

Según la posición que ocupen en la gráfica y el valor de K los elipsoides se pueden clasificar en :

- Oblato (cuyo valor $K=0$; dondeque son elipsoides de revolución con los dos ejes mayores iguales ($X=Y>Z$) y se representan en el diagrama como paralelos al eje de abcisas.
- Aplastado ($1>K>0$) y ocupan en el diagrama el área entre el eje de abcisas y la bisectriz de los ejes de coordenadas.
- Intermedio ($K=1$) que son los que se representan a lo largo de la citada bisectriz.
- Alargado ($\infty>K>1$) que ocupan en el diagrama el espacio entre la bisectiz de los ejes y el eje de ordenadas.
- Prolato ($K=\infty$) que son elipsoides de revolución ($X>Y=Z$), tienen forma de puro y su representación es paralela al eje de ordenadas (Fig. 4.3) (Ramsay y Huber, 1983).

Por último se procedió a representar la relación axial (R_s) medida frente a la distancia entre muestras tomadas dentro del el corte para poder comparar los estilos de la deformación finita con las estructuras macroscópicas.

-4.1 DIAGRAMA DE FLINN

Este estudio se realizó con una serie de láminas delgadas ya cortadas de las que ya no existía la muestra de la que proceden. La mayoría de las láminas delgadas estudiadas en este trabajo fueron cortadas perpendiculares a los ejes de los pliegues y paralela a la lineación de estiramiento siempre que esta existiese, pero se disponía de 12 láminas cortadas perpendicularmente a esta sección, de las cuales tan sólo una de ellas correspondía la península Ibérica. Este hecho podía suponer una

DESCRIPCIÓN DE LOS RESULTADOS

importante limitación si la forma de los elipsoides de deformación fuese alargada, puesto que esto indicaría la necesidad de obtener siempre dos secciones si queremos conocer cuáles son los ejes mayores y menores de todos los elipsoides. Si por el contrario los elipsoides tenían forma aplanada o eran intermedios sólo sería necesaria la sección perpendicular al eje de los pliegues.

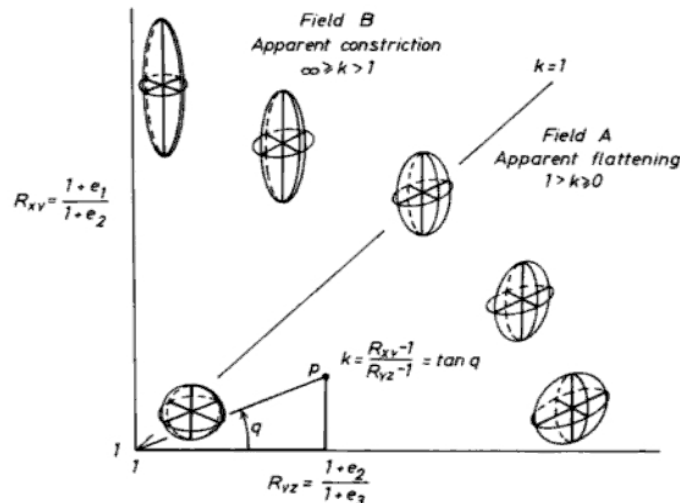


Fig. 4.3: Ejemplo de Diagrama de Flinn donde se muestran las formas de los elipsoides en función del área que ocupe su representación gráfica dentro del mismo. Tomado de Ramsay y Huber (1983).

Para comprobar la forma general de los elipsoides se han representado en un gráfico de Flinn las 12 muestras de las que se disponía de las dos secciones (Fig. 4.4). En estas gráficas podemos observar como las muestras estudiadas por ambos métodos de Talas Ala Tau se encuentran en el campo de los elipsoides aplastados o intermedios con la excepción de dos muestras para el método R_f/\emptyset que además quedan bastante cercanas al campo de los elipsoides intermedios y tres para el método de Fry aunque una de ellas está casi sobre la línea. Estas muestras son las número 82 y 86 para el método R_f/\emptyset y las mismas además de la 31 para el método de Fry. La única muestra correspondiente al Antiforme del Narcea aparece en el campo de los elipsoides alargados tanto para el método R_f/\emptyset como para el método de Fry. Sin embargo sabemos por trabajos previos (Gutiérrez Alonso y Nieto, 1996) que la forma general de los elipsoides en la zona de estudio es aplastada. Estas secciones, etiquetadas como “b”, han sido representadas también en los distintos cortes realizados.

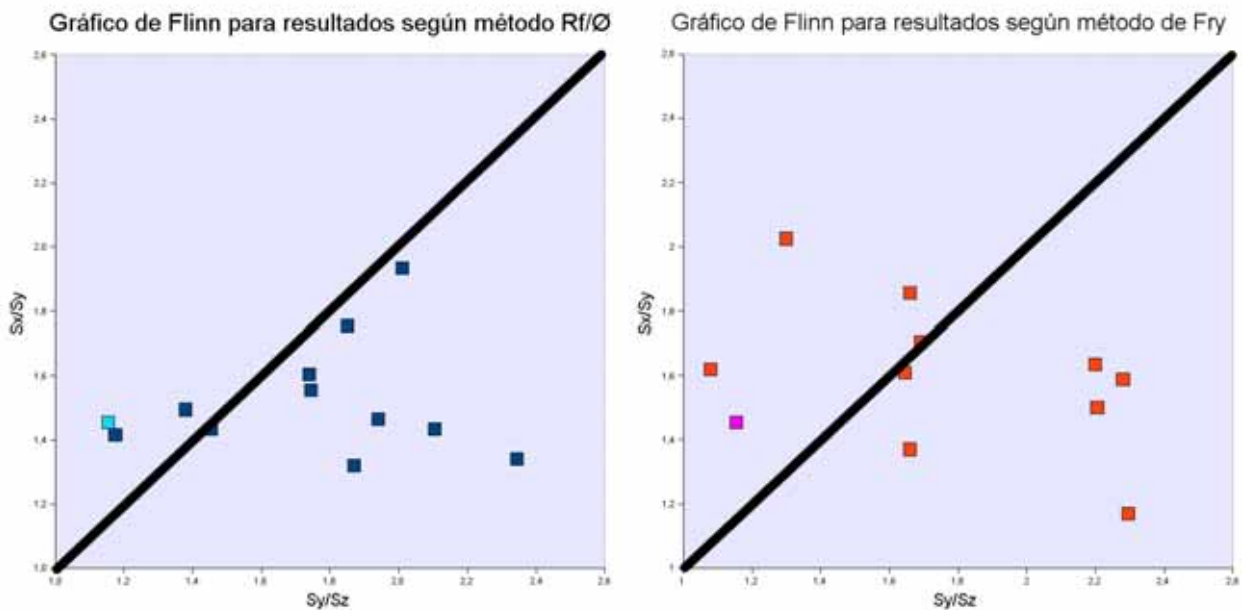


Fig. 4.4: Diagrama de Flinn para las muestras de las que se disponía dos secciones en color más claro aparece la única muestra de la que se disponían dos secciones en el NW de España.

-4.2 TALAS ALA TAU

En Talas Ala Tau se realizaron cuatro cortes a través de distintos valles que por encontrarse a lo largo de una misma estructura se pueden acoplar para formar un corte compuesto (Fig. 4.14) de las unidades de Uzunakhmat y Karagoin. En la Fig. 4.5 aparecen señalados y numerados cada uno dentro de la zona de estudio. El corte número 1 corresponde al valle de Postunbulak, el número 2 al valle de Beskol, el 3 al valle de Urmalar y el cuarto al valle de Karabura.

-Corte del valle de Postunbulak:

En este corte (Fig. 4.8 y 4.9) se puede observar que la relación entre los ejes de la elipse de deformación es bastante variable, desde valores cercanos a 1, es decir carentes de deformación, hasta valores superiores a 2, lo cuál representa una deformación interna moderada. Se puede advertir que en general la deformación aumenta hacia los cabalgamientos y disminuye en las zonas alejadas de los mismos.

En la figura 4.6 se pueden observar varias fotografías de las estructuras más comunes que se pueden encontrar en el valle de Postunbulak y en la 4.7 una panorámica del mismo.

DESCRIPCIÓN DE LOS RESULTADOS

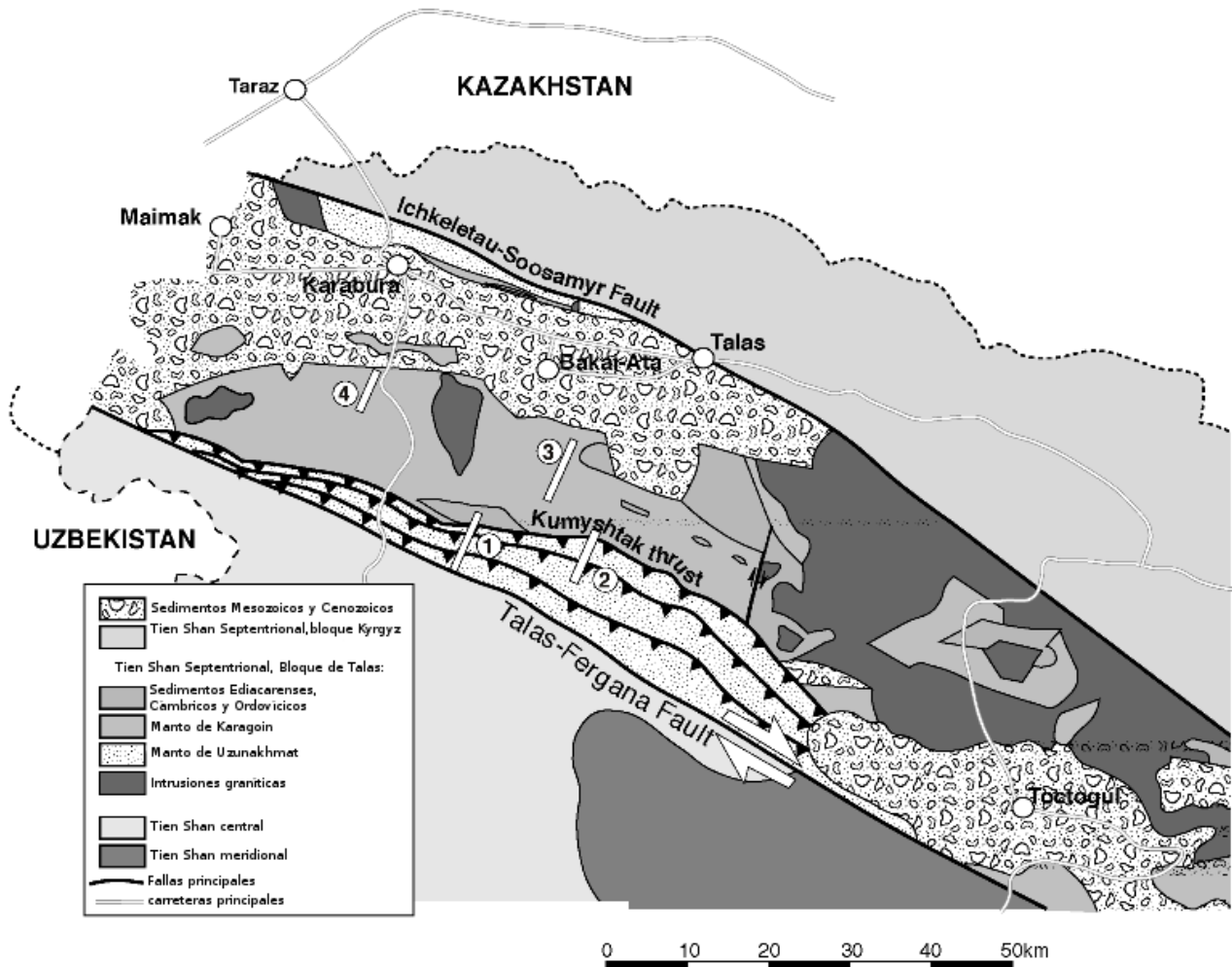


Fig. 4.5: Situación de los cortes geológicos dentro de la zona de estudio, tomado de Abad et al. (2003)

-Corte del valle de Beskol:

Los resultados obtenidos en este corte (Fig. 4.11) tienen un R_s menos variable que en ningún caso sobrepasa el valor 1,8 y cuyos valores mínimo rondan 1,1. Sin embargo muestra la misma relación entre la deformación interna y la deformación macroscópica que la anterior figura, es decir, la deformación finita aumenta según esté la muestra más cercana a un cabalgamiento.

-Corte del valle de Urmalar:

De este corte (Fig. 4.12) tan sólo se han analizado tres muestras con lo que es difícil obtener demasiadas conclusiones. Mientras que los datos para R_s de R_f/θ son bastante moderados, entre 1,2 y 1,5, los obtenidos mediante el método de Fry son bastante más altos, donde el menor corresponde a 1,5 y el mayor a 1,8.





Fig. 4.7: Foto panorámica del valle de Postunbulak.

-Corte del valle de Karabura:

En este corte (4.13) se observa que pese a que los resultados obtenidos mediante el método R_f/\emptyset son bastante uniformes con valores R_s que rondan 1,4, mientras que los obtenidos mediante el método de Fry son más dispares y sus valores oscilan entre 1,3 y 2,2 se observa paralelismo entre las dos líneas. Si se analiza el gráfico detenidamente parece que los valores más altos de deformación finita corresponden a las zonas donde los pliegues están más apretados y han sido retrovergados por la orogenia Himalayense.

◀ Fig. 4.6: A) Anticlinal en la formación Karabura. B) Calizas Ordovícicas discordantes sobre las rocas precámbricas. C) Ángulo entre la estratificación (S_0) y el clivaje (S_1) desarrollado en pelitas de la formación Uzunakhmat D) Clivaje de plano axial (S_1) en la charnela de un pliegue en la formación Uzunakhmat. E) Estratificación (S_0) y clivaje (S_1) en unrocas carbonatadas nótese la disolución por presión. F) Roca carbonatada de la formación Karabura en la que se onserva como las capas más competentes se pliegan hasta convertirse en "mullions" mientras que las capas menos competentes no se pliegan. G) Cabalgamiento frontal de Kumyshtak. H) Pliegues que corresponden a los representados en la zona más occidental de las Fig. 4.6 y 4.12.

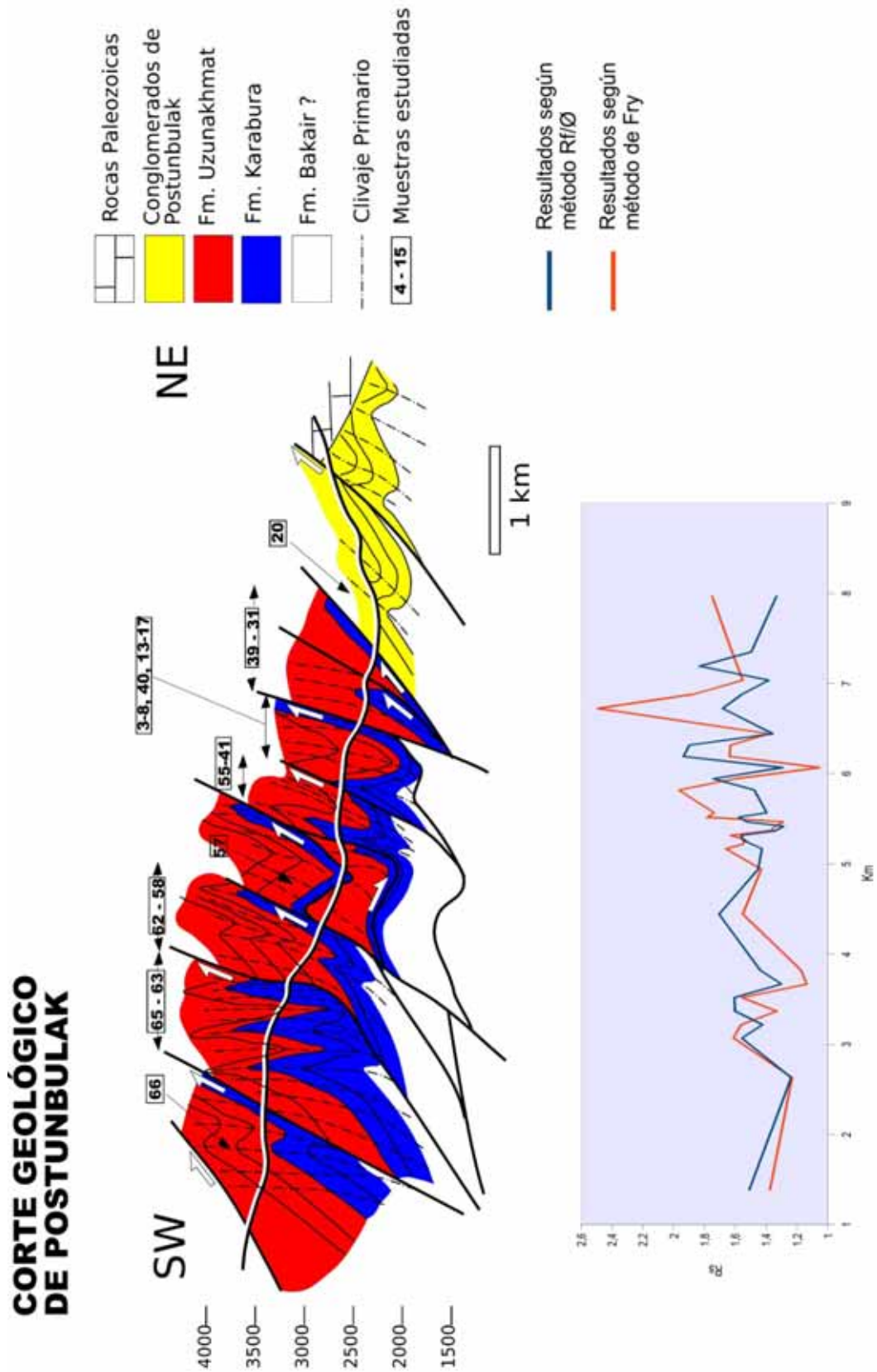


Fig. 4.8: Corte realizado a través del valle de Postunbulak basado en Abad *et al.* (2003a) bajo él se muestra la variación de la deformación finita a lo largo del mismo.

DESCRIPCIÓN DE LOS RESULTADOS

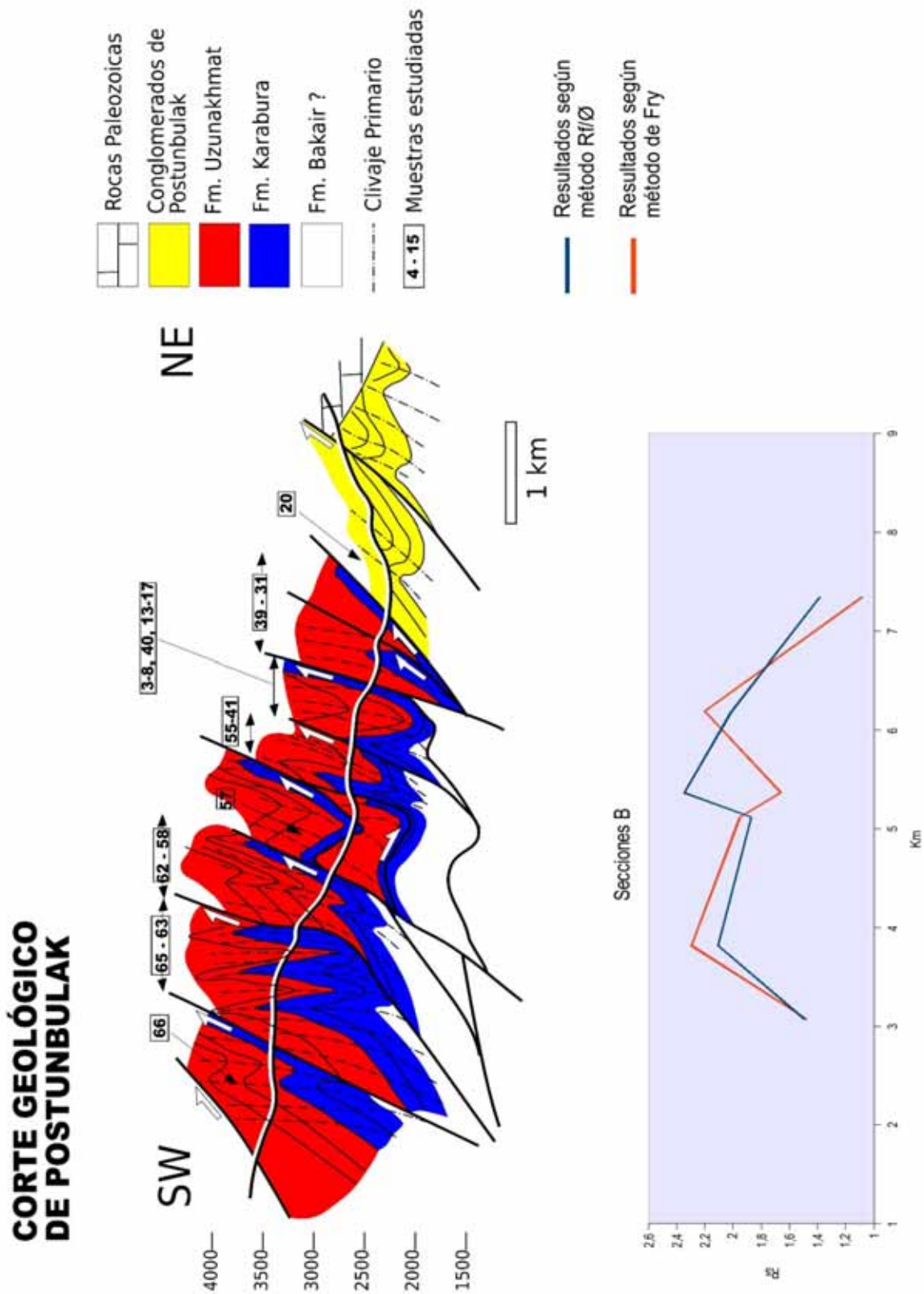


Fig. 4.9: Corte realizado a través del valle de Postunbulak basado en Abad *et al.* (2003a) bajo él se muestra la variación de la deformación finita de las secciones "b" a lo largo del mismo.



Fig. 4.10: La fotografía superior es un sinclinal abierto en el valle de Beskol y la inferior es un pliegue en la formación Tagyartau, valle de Beskol, cuyo plano axial buza hacia el NE debido al basculamiento producido por la orogenia Himalayense.

DESCRIPCIÓN DE LOS RESULTADOS

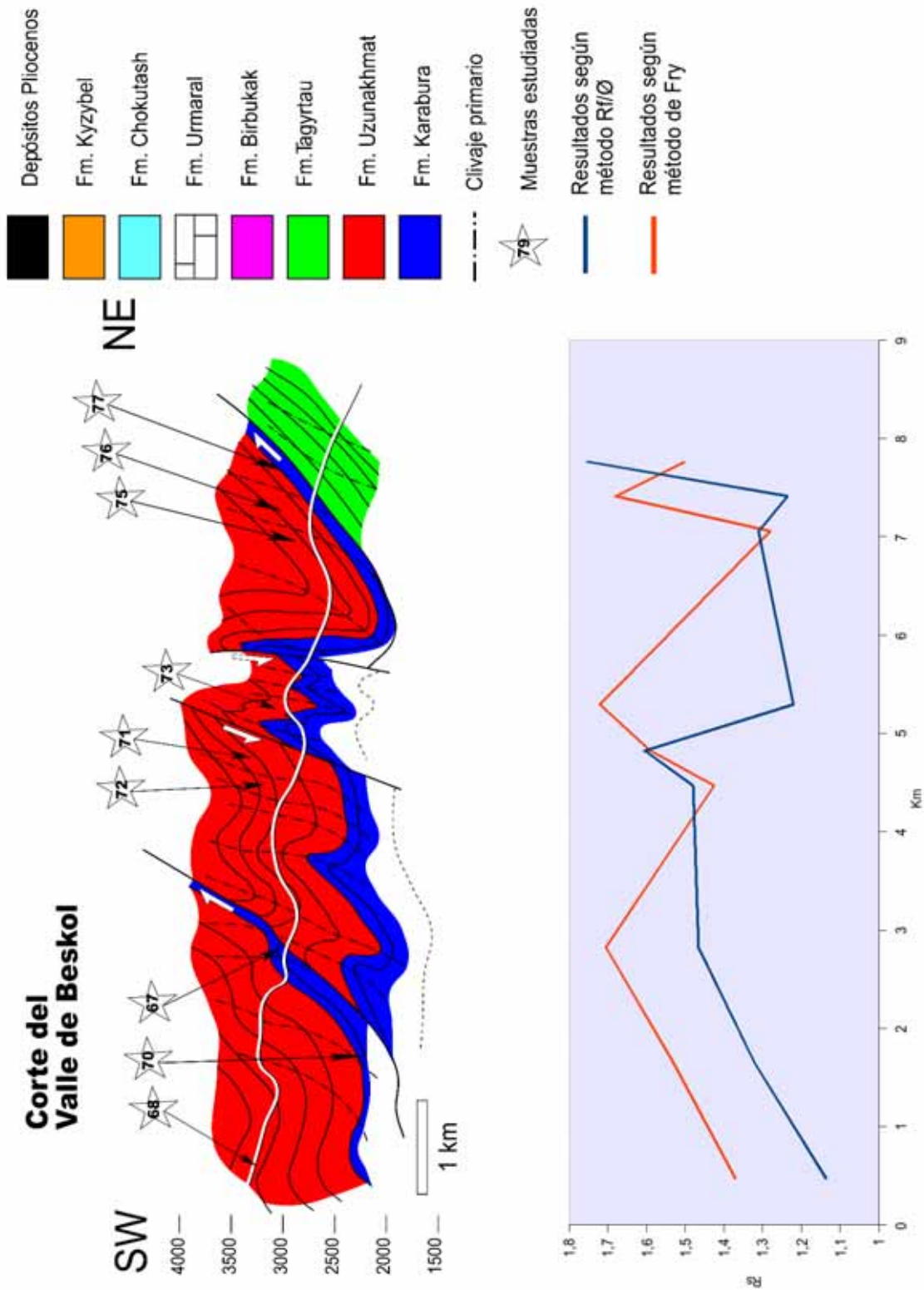


Fig. 4.11 Corte del valle de Beskol basado en Abad *et al.* (2003a) bajo él se muestra la variación de la deformación finita a lo largo del mismo.

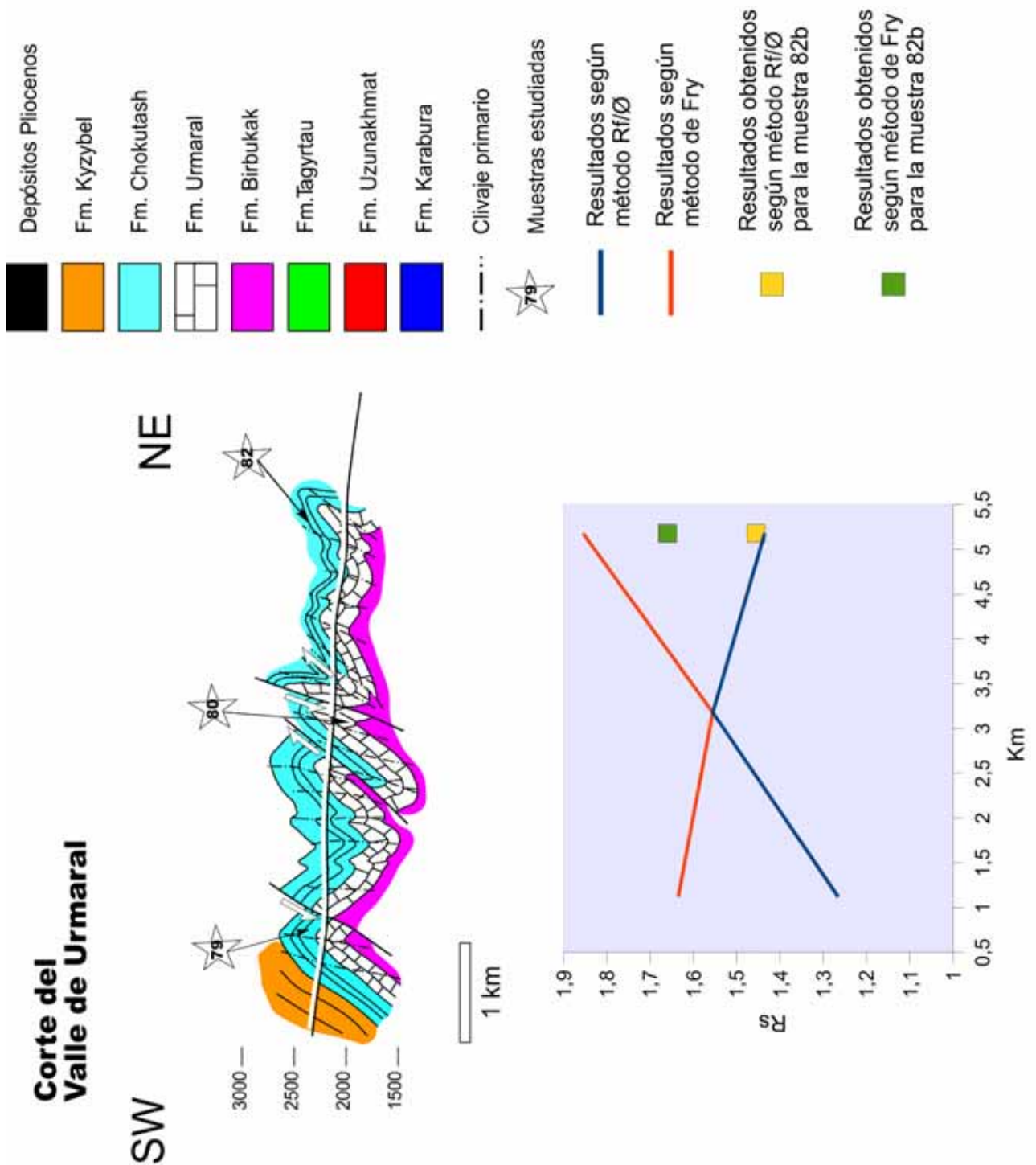


Fig. 4.12 Corte del valle de Urmara basado en Abad *et al.* (2003a) bajo el se muestra la variación de la deformación finita a lo largo del mismo.

DESCRIPCIÓN DE LOS RESULTADOS

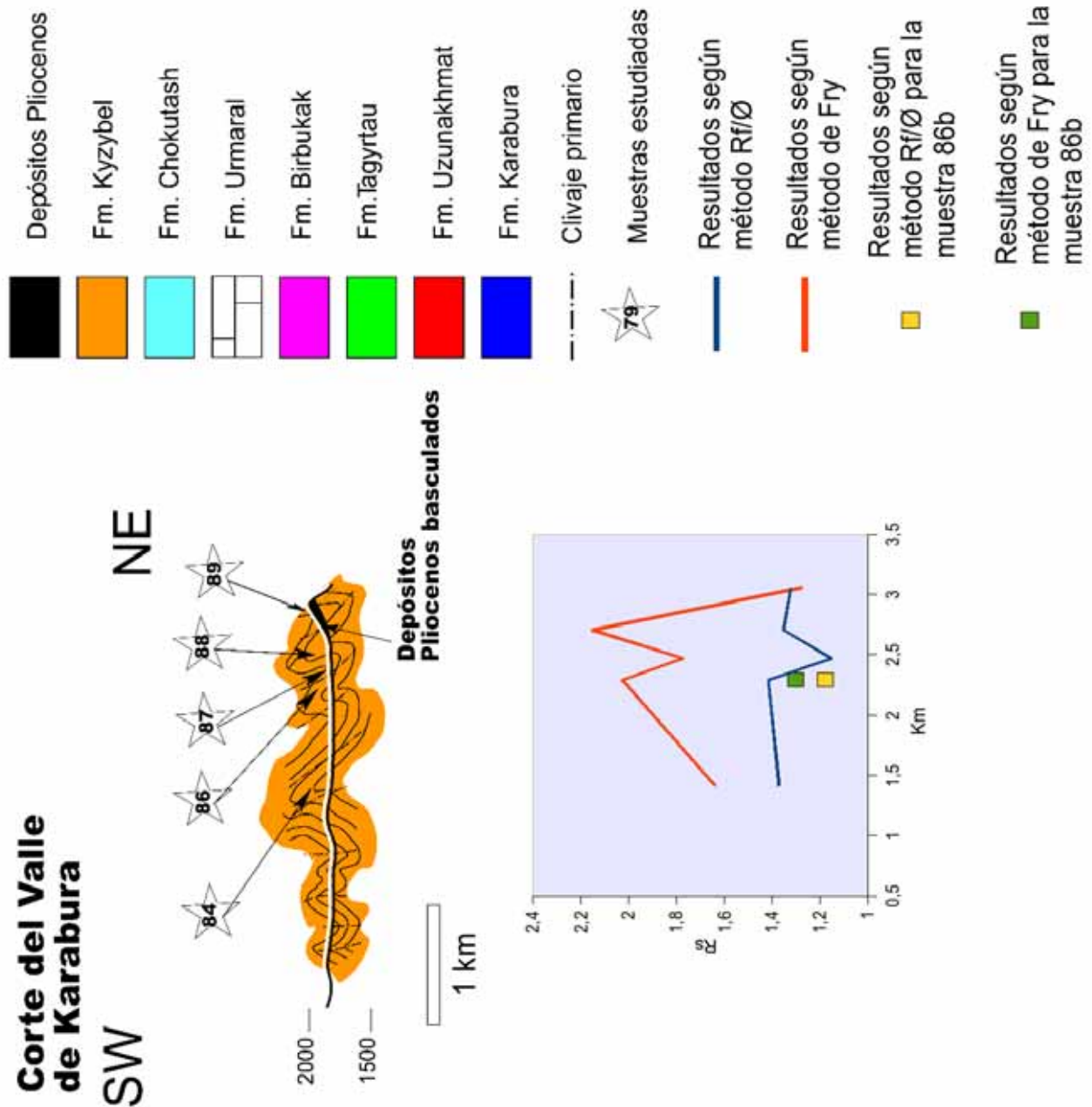
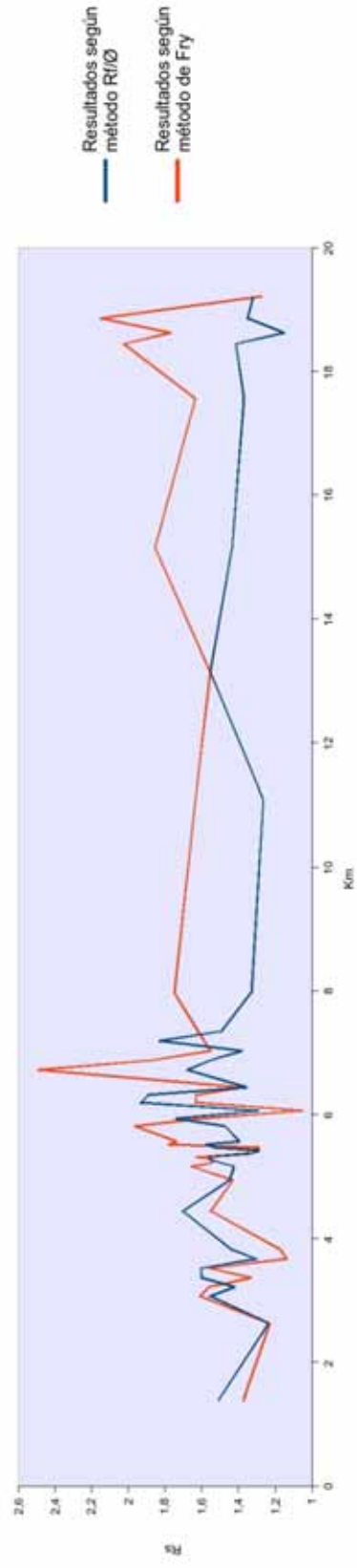
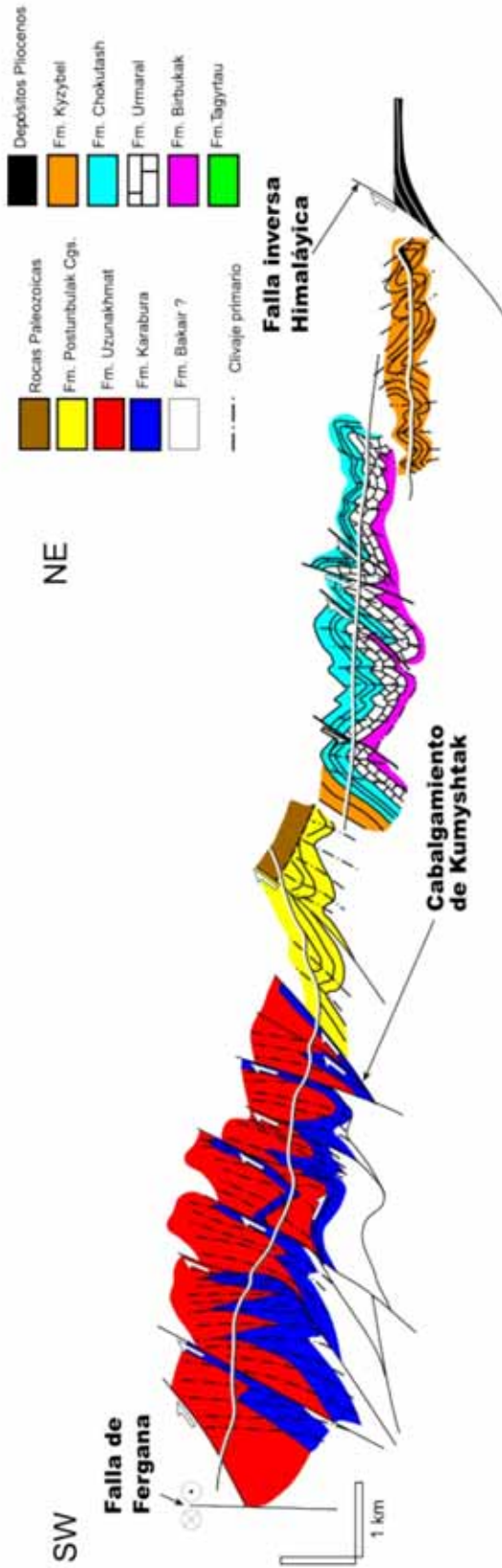


Fig. 4.13 Corte del valle de Karabura basado en Abad *et al.* (2003a) bajo él se muestra la variación de la deformación finita a lo largo del mismo.

Fig. 4.14: Corte compuesto de Talas Ala Tau basado en Abad *et al.* (2003a), elaborado con los cortes de Postunbulak, Urmaral y Karabura donde se indican las relaciones entre las unidades y secciones estudiadas, bajo él se muestra la variación de la deformación finita a lo largo del mismo y los resultados medios y la desviación típica para todas las muestras estudiadas en Talas Ala Tau. ▶



	Resultados según R_f/\emptyset	Resultados según Fry
Media	1,52	1,62
Desviación típica	0,25	0,3

-4.3 ANTIFORME DEL NARCEA Y MANTO DE SOMIEDO

El único corte (Fig. 4.16) utilizado para la realización de este estudio es el que está marcado en la figura 2.5 con una línea horizontal y que es aproximadamente perpendicular a las estructuras. Los resultados obtenidos indican unos valores de deformación finita en general más bajos que los obtenidos para las muestras de Kirguistán y muestran un estilo totalmente distinto. En esta sección se puede observar como la deformación finita es relativamente alta en las muestras tomadas en la Zona Asturoccidental-Leonesa, donde R_s se sitúa entre 1,2 y 2,2 y cuyos valores más elevados los presentan los resultados de las muestras tomadas justo al oeste del cabalgamiento de La Espina, en las Pizarras del Narcea, que corresponde a la zona de transición entre la zona interna y externa del orógeno. Sin embargo las muestras de la Zona Cantábrica la deformación se produce sin que se observe una deformación finita que modifique sustancialmente sus características originales si bien presentan una deformación muy homogénea con valores de R_s que rondan en general entre 1 y 1,2, con la excepción de las dos muestras tomadas en las cercanías del cabalgamiento de La Espina (15 y 16) que alcanzan valores mayores, probablemente relacionados precisamente con la proximidad a este cabalgamiento y a otros dos menores muy próximos.



Fig. 15: Sinclinal de Villazón-Reigada, Unidad de Somiedo.

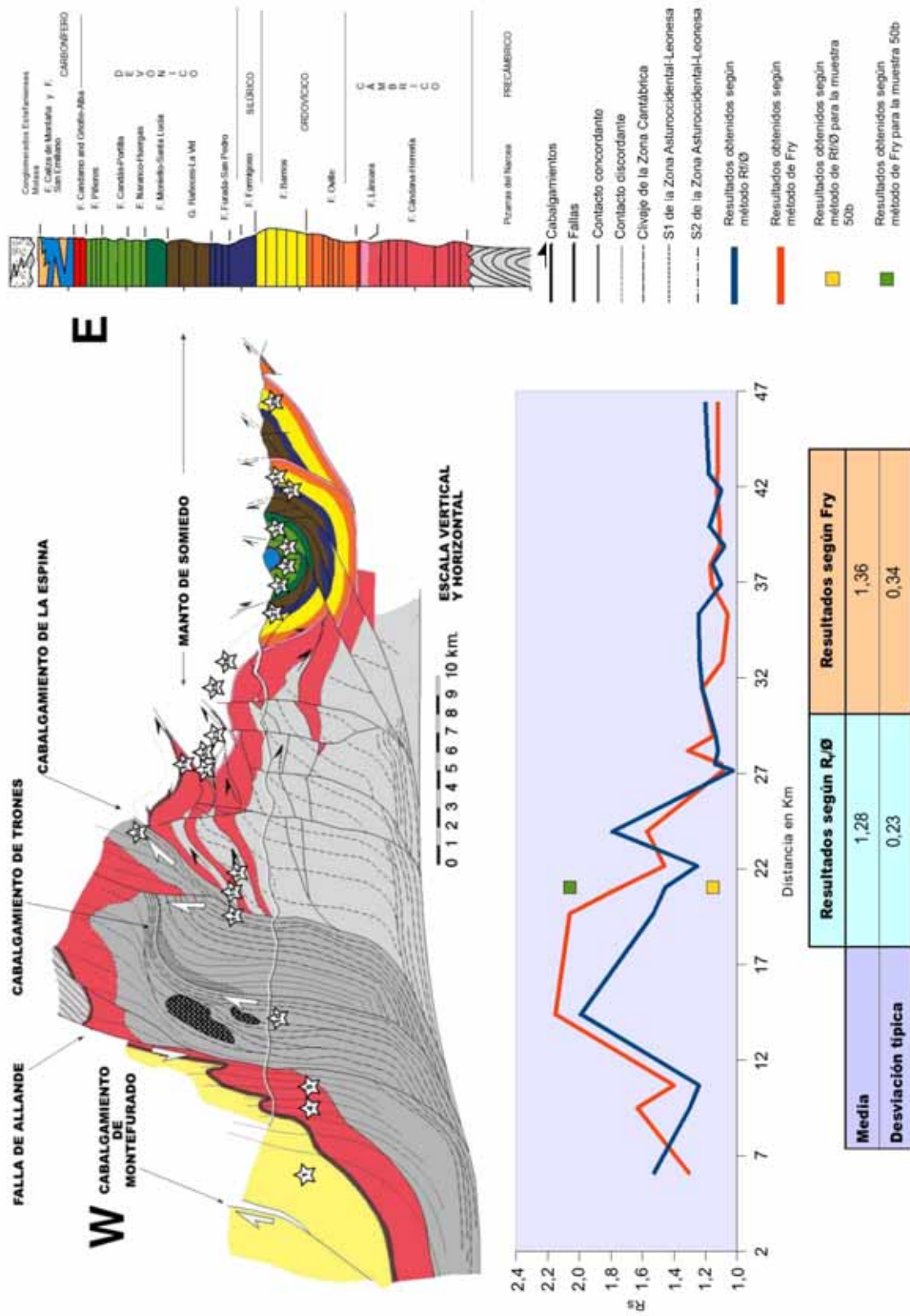


Fig. 4.16 Corte del Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo basado en Gutiérrez Alonso (1992). Bajo él se muestra la variación de la deformación finita a lo largo del mismo y los resultados medios y la desviación típica.

5 VALIDACIÓN DE LOS

RESULTADOS

5 VALIDACIÓN DE LOS RESULTADOS

Uno de los problemas que se plantean a la hora de aplicar los métodos utilizados es que cada mineral y cada fragmento de roca poseen propiedades reológicas distintas entre ellos. Al medir y analizar distintos minerales y fragmentos de roca se puede estar cometiendo un error debido a sus diferentes características. Además aunque se considere un único mineral, el hecho de que exista una proporción bastante variable de otros minerales entre las distintas muestras a analizar, puede también conducir a un error a la hora de compararlas entre sí. Durante la realización de este estudio se han elegido por norma los granos de cuarzo, evitando en la medida de lo posible seleccionar granos de calcita, feldespato y de fragmentos de roca. No obstante, no siempre ha sido posible debido a la necesidad de tener una muestra que cumpliera con los requisitos para poder aplicarle las técnicas utilizadas y que el número de granos seleccionados fuese superior a 150.

Para comprobar la validez de los datos anteriormente descritos y las posibles interferencias de las características litológicas de cada una de las muestras analizadas, se han realizado una serie de pruebas y análisis en las que se contrastaban los distintos datos de deformación obtenidos con ciertas características petrológicas de las láminas delgadas estudiadas que pudiesen interferir en la deformación interna medida, como pueden ser el tamaño de grano, la distinta proporción de unos u otros minerales debido a sus diferentes comportamientos ante la deformación como el cuarzo, los carbonatos, los feldespatos, etc... o la proporción de matriz.

-5.1 PETROGRAFÍA

-5.1.1 Talas Ala Tau

Las muestras tomadas en la región de Talas Ala Tau, tanto las del Manto de Uzunakhmat como las del Manto de Karagoin, son areniscas que se pueden clasificar composicionalmente como subarcosas (Fig. 5.1A) o sublitarenitas (Fig. 5.1B) con bastante matriz, grauvacas feldespáticas (Fig. 5.2A) o grauvacas líticas (Fig. 5.B), con contenidos de matriz siempre superiores al 5% y que pueden alcanzar el 40% y con un “sorting” que oscila entre malo y muy malo. El contenido en cuarzo es como mínimo el 20% y en general superior al 40% alcanzando en algunas muestras el 85%. El de feldespato, sin embargo, en ningún caso supera el 15% mientras que los fragmentos de

VALIDACIÓN DE LOS RESULTADOS

roca son habitualmente más comunes y llegan a alcanzar el 40% aunque la proporción de éstos más frecuente se sitúa entre el 15% y el 20%. En muchas de estas muestras aparecen proporciones de cemento carbonatado que habitualmente oscilan entre el 0% y el 10% aunque no en pocas muestras es superior estas cifras, con valores que pueden llegar hasta el 40% y una muestra cuya proporción es del 80% (Fig. 5.3). Los minerales opacos son poco frecuentes y en general no superan el 5% de la muestra.

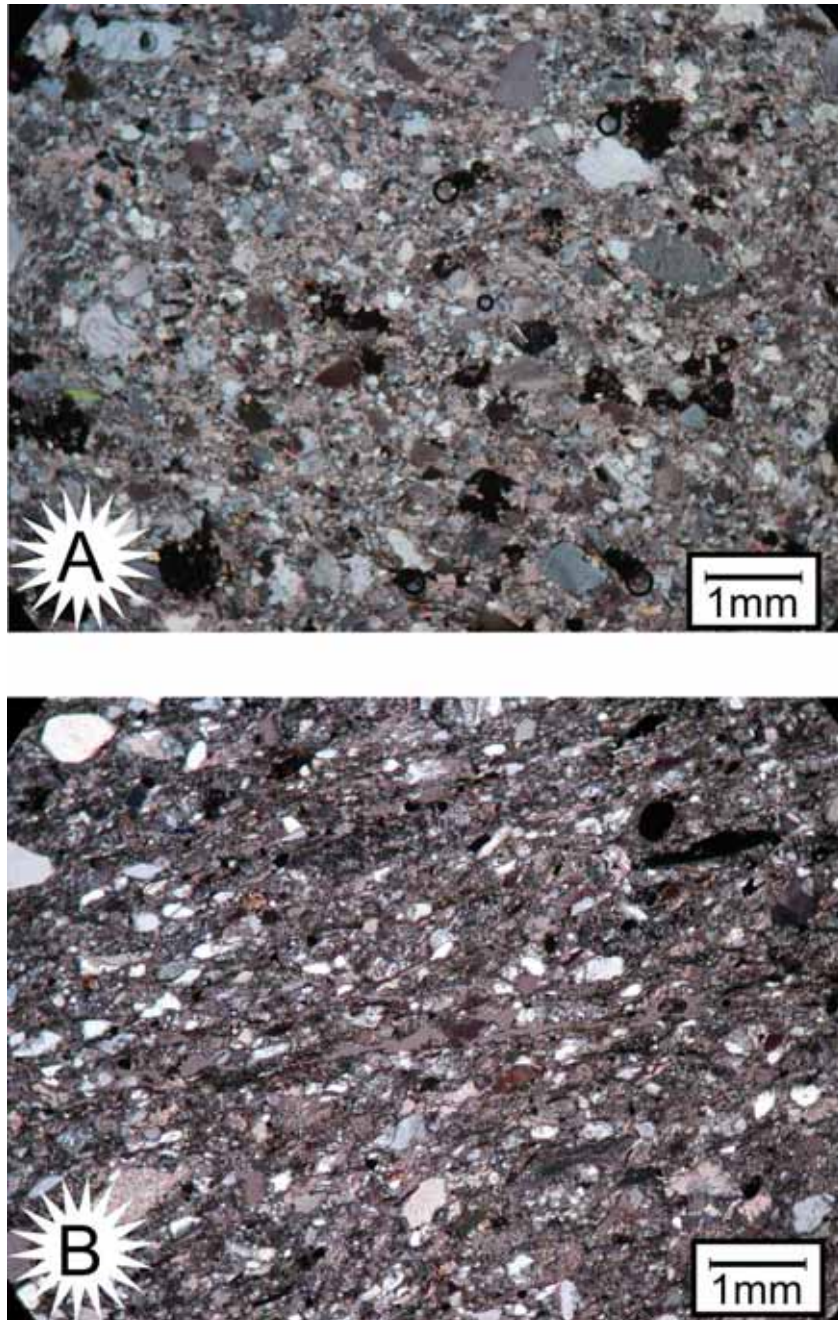


Fig. 5.1: A) Subarcosa, Formación Uzunakhmat. El R_s calculado para esta muestra es 1,24 por el método R_f/\emptyset y 1,23 por el método de Fry. B) Sublitarenita, Formación Uzunakhmat. El R_s calculado para esta muestra es 1,76 por el método R_f/\emptyset y 1,5 por el método de Fry.

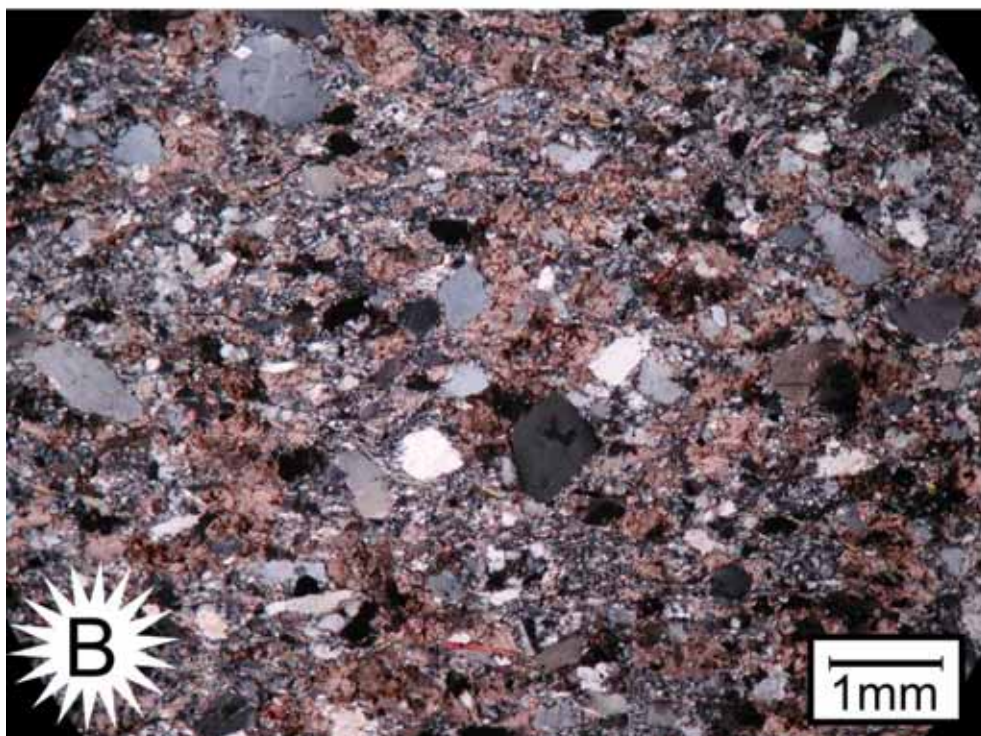
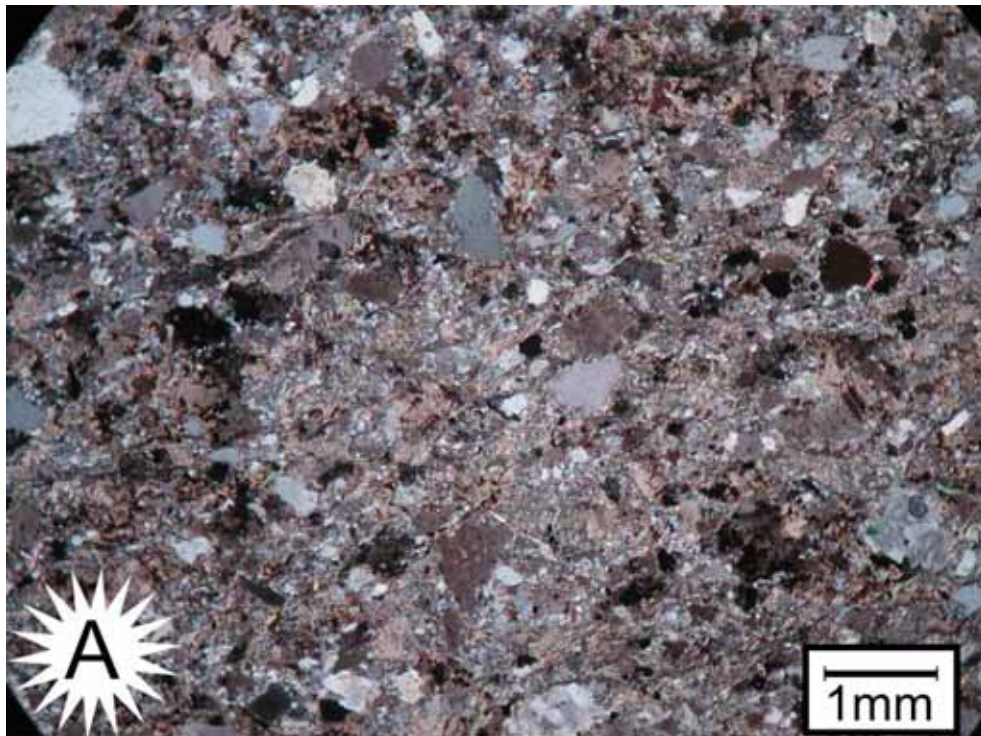


Fig. 5.2: A) Grauvaca feldespática, Formación Karabura. El R_s calculado para esta muestra es 1,32 por el método R_f/\emptyset y 1,53 por el método de Fry. B) Grauvaca lítica, Formación Chokutashl. El R_s calculado para esta muestra es 1,29 por el método R_f/\emptyset y 1,05 por el método de Fry.

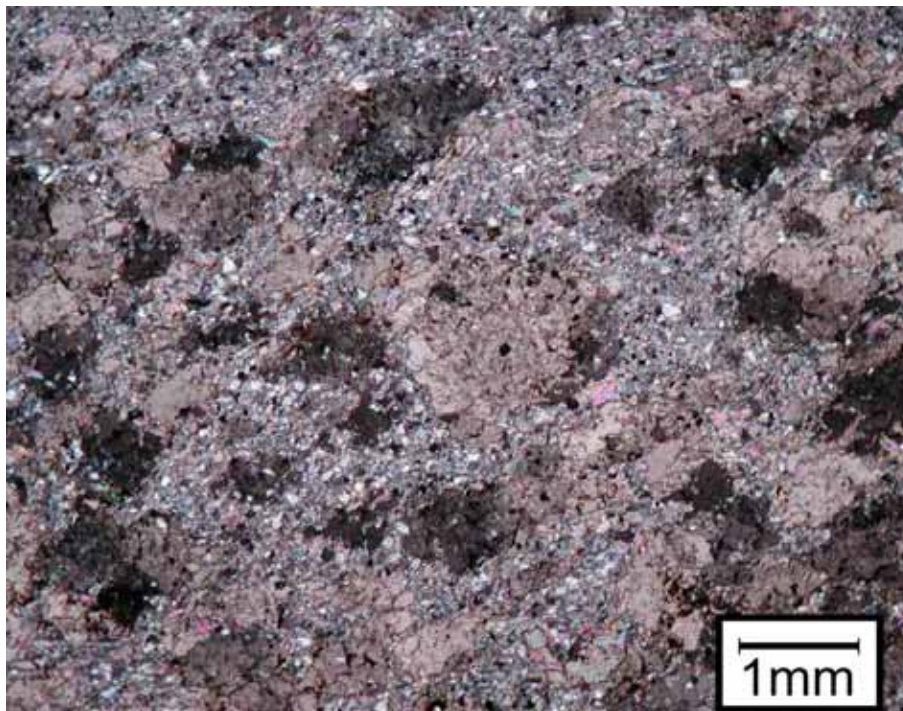


Fig. 5.3: Arenisca de la Formación Uzunakhmat, en ella se puede observar que la mayoría de la matriz está sustituida por cemento carbonatado. El R_s calculado para esta muestra es 1,56 por el método R_r/\emptyset y 1,61 por el método de Fry.

-5.1.2 Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo

Las Muestras tomadas en el Antiforme del Narcea pertenecen a la formación Pizarras del Narcea (Fig. 5.4A) que tienen un “sorting” malo o muy malo y tamaño de grano fino, y al Grupo Cándana (Fig. 5.4B), que es el equivalente en la Zona Asturoccidental-Leonesa a la Formación Herrería de la Zona Cantábrica, que puede tener contenidos en matriz relativamente altos aunque en las muestras estudiadas no supera el 10% o 15%.

Las muestras estudiadas en el Manto de Somiedo pertenecen a varias formaciones siliciclásticas descritas en el capítulo 2 y son en general cuarcitas bien seleccionadas o areniscas con muy alto contenido en cuarzo (Fig. 5.5A) como la formación Herrería o la formación Barrios, algunas de estas presentan cemento ferruginoso, en concreto las correspondientes a la formación San Pedro (Fig. 5.5B). En general carecen de matriz o los porcentajes son muy bajos, en todo caso inferiores al 5%.

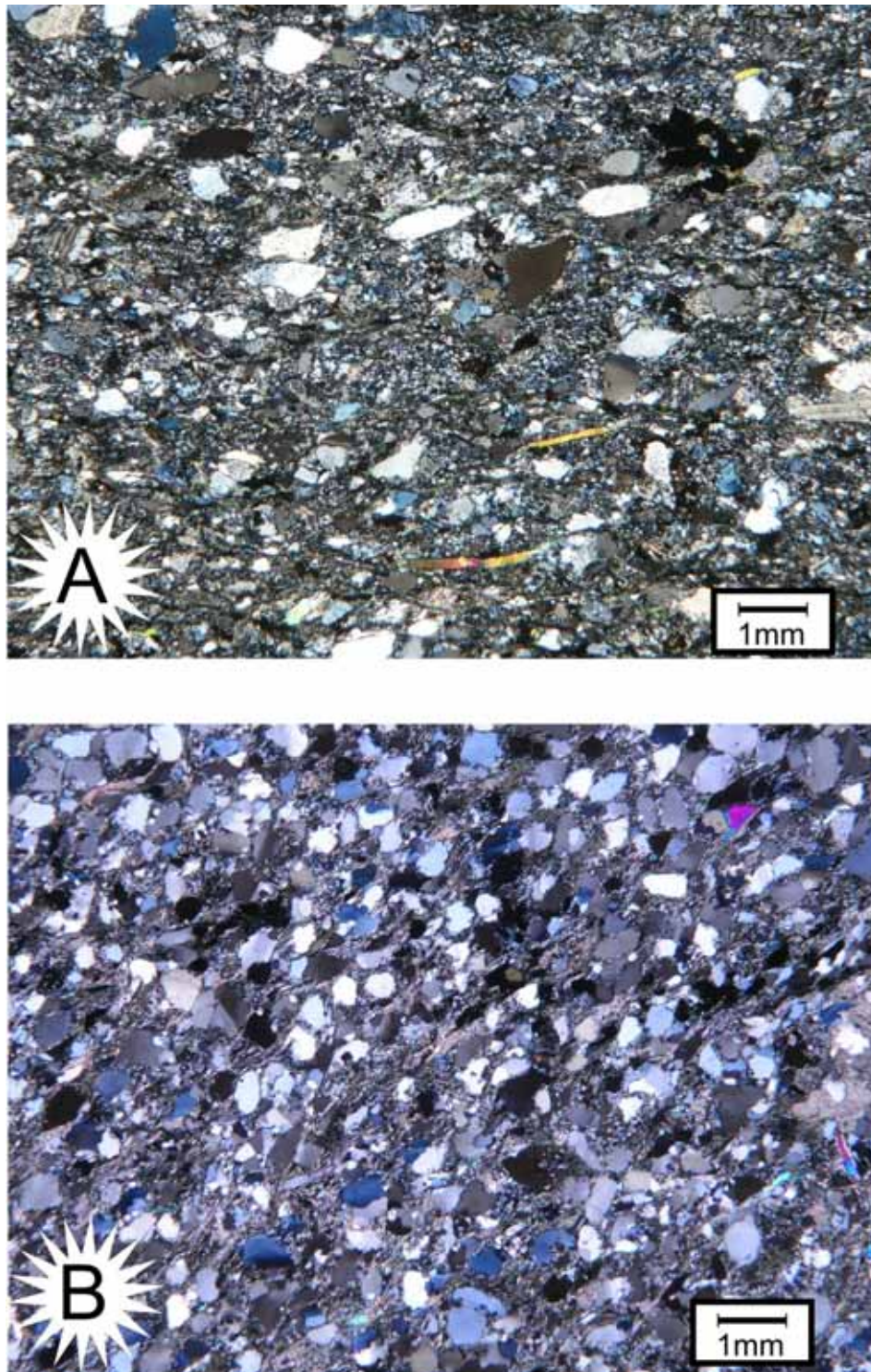


Fig. 5.4: A) Imagen de lámina delgada de la Formación Pizarras del Narcea en las que se puede observar la mala granoselección y la gran abundancia de matriz. El R_s calculado para esta muestra es 1,53 por el método R_i/\emptyset y 2,06 por el método de Fry. B) Imagen de lámina delgada del Grupo Cándana se puede apreciar que contiene mayor cantidad de matriz que la Formación Herrería que aparece en la siguiente Fig.ura. El R_s calculado para esta muestra es 1,3 por el método R_i/\emptyset y 1,63 por el método de Fry.

VALIDACIÓN DE LOS RESULTADOS

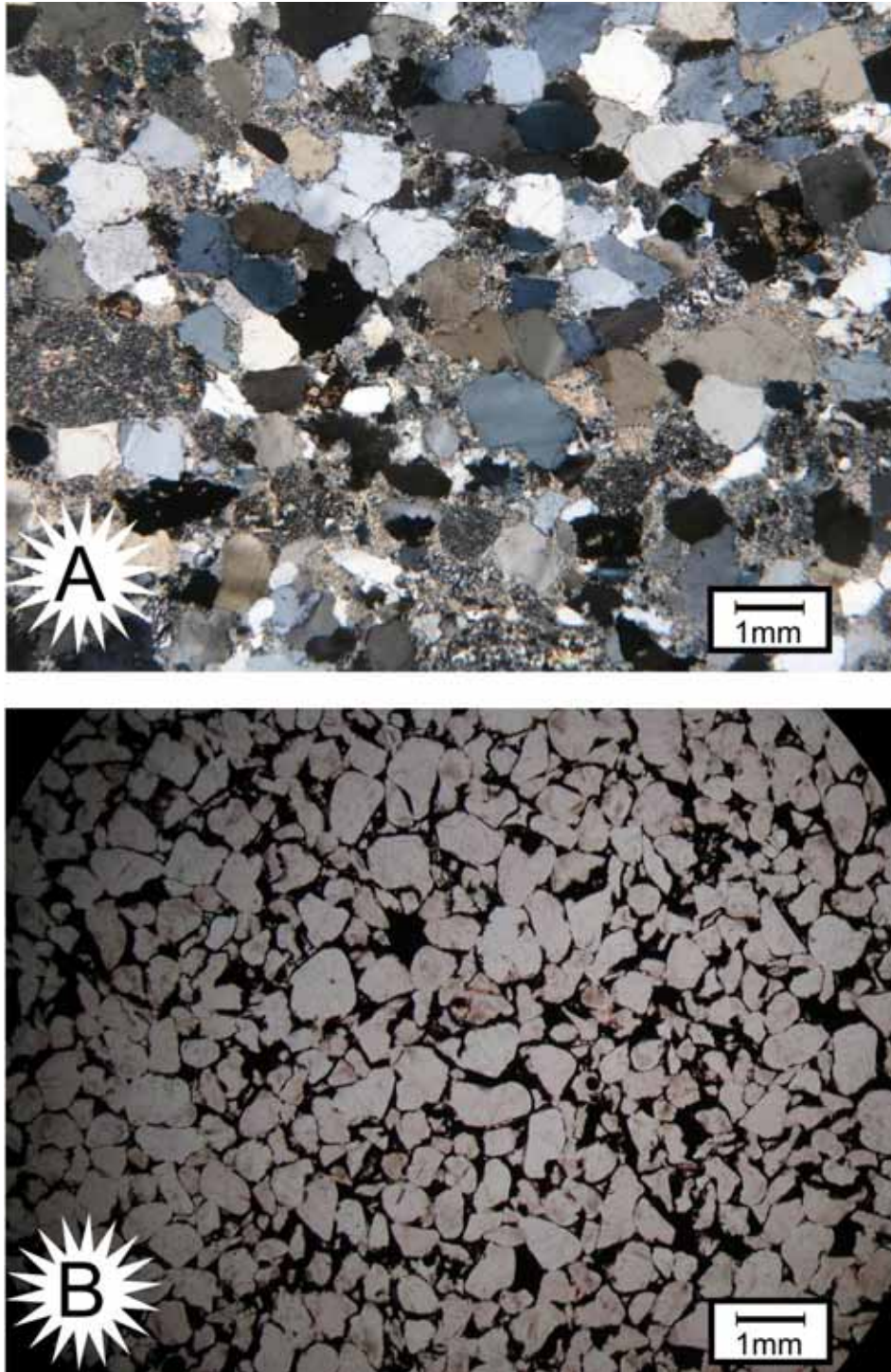


Fig. 5.5: A) Imagen de lámina delgada de la Formación Herrería que presenta menor proporción de matriz que su equivalente en la zona Asturoccidental-Leonesa. El R_s calculado para esta muestra es 1,14 por el método R_i/\emptyset y 1,1 por el método de Fry. B) Imagen de lámina delgada de la Formación San Pedro en la que se observa el cemento ferruginoso. El R_s calculado para esta muestra es 1,1 por el método R_i/\emptyset y 1,06 por el método de Fry.



Fig. 5.6: Imagen de lámina delgada de la Formación Huergas. El R_s calculado para esta muestra es 1,1 por el método R_f/\emptyset y 1,23 por el método de Fry.

-5.2 RELACIÓN ENTRE R_s Y EL TAMAÑO DE GRANO

En algunas ocasiones el tamaño de grano puede condicionar la deformación interna que pueda adquirir una roca. Para comprobar las posibles incidencias del tamaño de grano en la medida de deformación obtenida se ha representado gráficamente el tamaño de grano contra el valor obtenido para la deformación.

-5.2.1 Talas ala Tau

Tras representar gráficamente el tamaño medio frente a R_s de las muestras estudiadas tanto para el método R_f/\emptyset como para el método de Fry (Fig. 5.7) se aprecia que no existe ninguna correlación entre ambos parámetros. Dadas las características petrológicas de las muestras estudiadas en Talas Ala Tau, se puede considerar que el tamaño de grano medio no es en realidad representativo de la muestra tomada puesto que la diferencia entre los granos de mayor tamaño (muchas veces superan los dos milímetros) y los de menor (con tamaños que en ocasiones no llegan a 0,2 milímetros) es muy grande como norma general. En estadística, en casos como el anteriormente expuestos es común la utilización de la moda, y como se demostrará en capítulos

VALIDACIÓN DE LOS RESULTADOS

posteriores en este caso es un parámetro más válido. También, para completar el análisis, se realizó una representación gráfica del “sorting” frente a la relación axial, como medida del “sorting” se utilizó la diferencia entre el tamaño mayor y menor de grano medidos en la lámina delgada (Fig. 5.8).

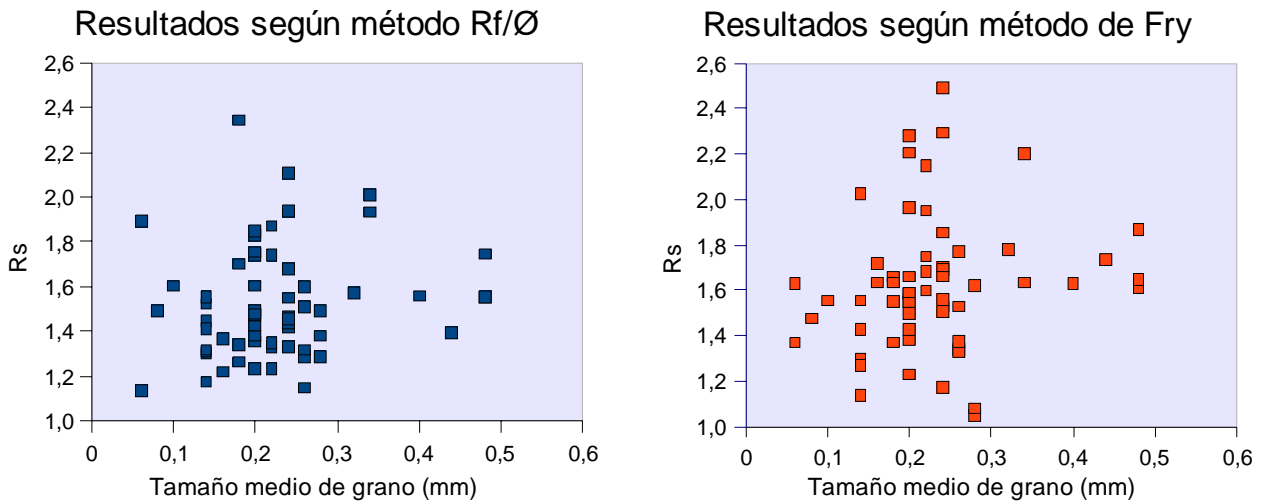
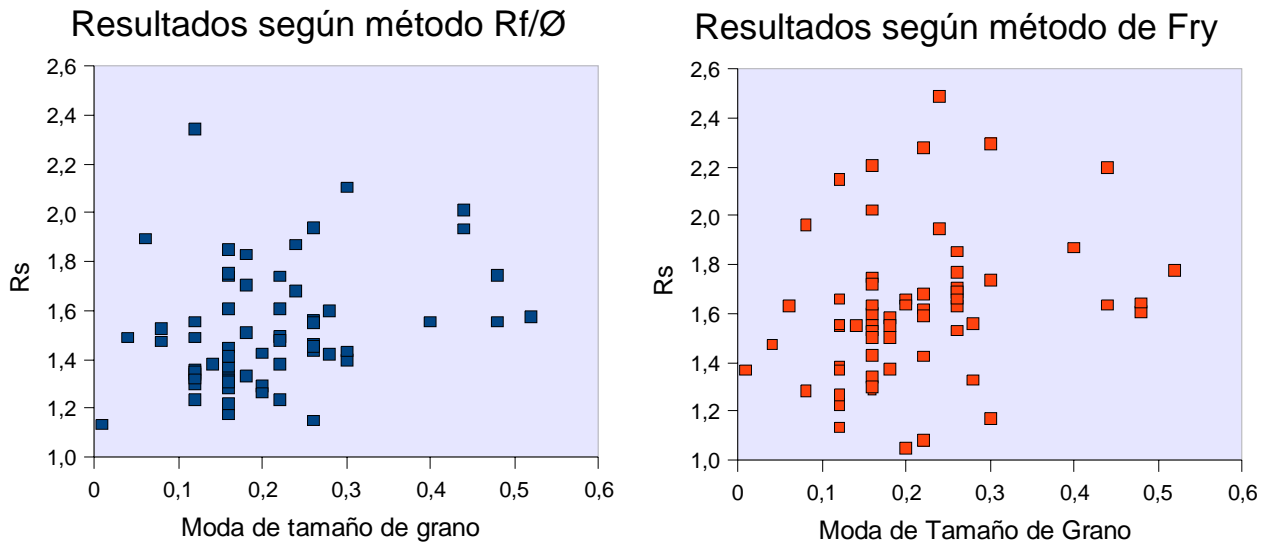


Fig. 5.7: Relación entre el tamaño de grano y R_s para los dos métodos utilizados.

La representación gráfica del tamaño de moda frente a R_s es también una nube de puntos sin correlación aparente, con lo cual podemos decir que el tamaño de grano no ha condicionado las medidas de deformación interna realizadas por ninguno de los dos métodos.

Por otro lado en las representación gráfica entre el “sorting” y la relación axial se puede observar una nube de puntos irregular que posee una prolongación hacia los valores más altos. Esta prolongación se puede interpretar como una relación muy tenue entre ambos parámetros, de forma que con el aumento de la diferencia entre tamaños de grano, existiría un ligerísimo aumento en la relación axial. La posible correlación entre el “sorting” y R_s es muy baja y no es suficientemente clara como para interpretar que el “sorting” influye de forma alguna sobre la deformación finita medida lo que hace que se pueda interpretar como un artefacto.

A)



B)

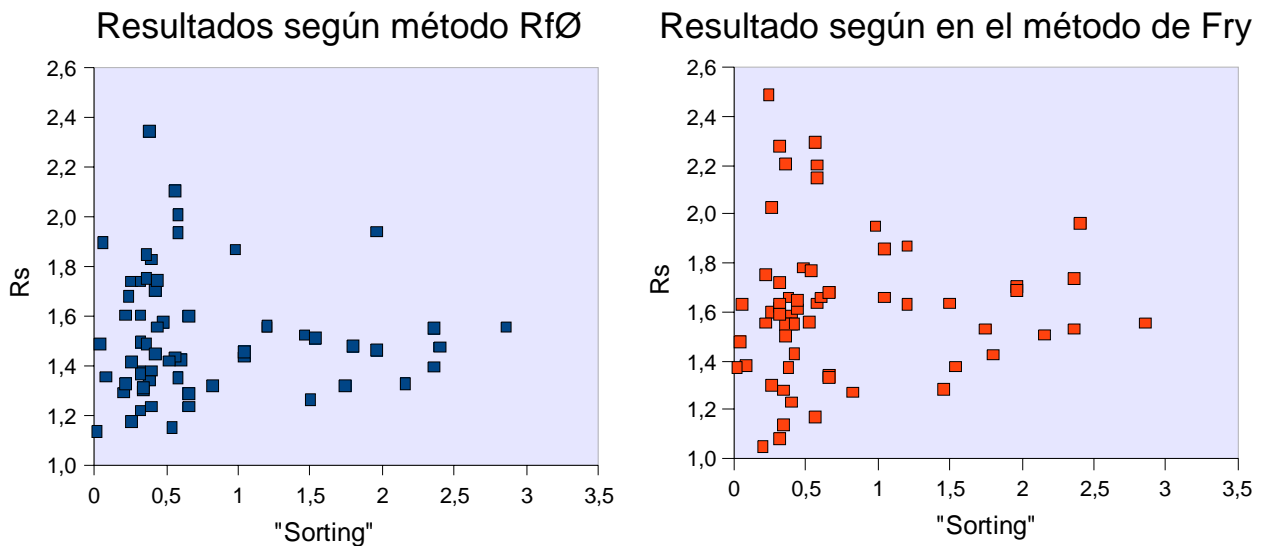


Fig. 5.8: A) Relación entre la moda del tamaño de grano y la relación axial. B) Relación entre el tamaño de grano y la relación axial.

-5.2.1 Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo

A diferencia de las muestras de Talas Ala Tau, las muestras estudiadas en el NW de la Península Ibérica tienen un "sorting" bastante bueno y poca cantidad de matriz en general con la excepción de algunas muestras de la formación Pizarras del Narcea. Por ello se ha considerado que, al contrario que en Talas Ala Tau, la relación entre el tamaño medio de grano y R_s (Fig. 5.9) es perfectamente válida.

VALIDACIÓN DE LOS RESULTADOS

Al analizar las representaciones gráficas se puede ver como existen dos tendencias: una casi vertical que corresponde con las muestras que presentan los menores tamaños de grano, que son las muestras procedentes de las formaciones Pizarras del Narcea, Oville y Huergas; y la segunda tendencia que es aproximadamente horizontal y corresponde con los valores de relación axial más cercanos a uno, es decir las muestras que apenas presentan deformación interna.

Aunque puede parecer “a priori” que existe una correlación entre la deformación y el tamaño de grano, esta conexión es un artefacto. Estas dos tendencias se explican por el diferente estilo de deformación que caracteriza a las zonas internas y externas de los orógenos, en este caso concreto del orógeno Varisco, y por la coincidencia ya que en este caso en particular, ha coincidido que la mayoría de las muestras tomadas en una zona interna de un orógeno, y por lo tanto más deformada internamente, son las de menor tamaño de grano, en concreto las tomadas en la Formación Pizarras del Narcea.

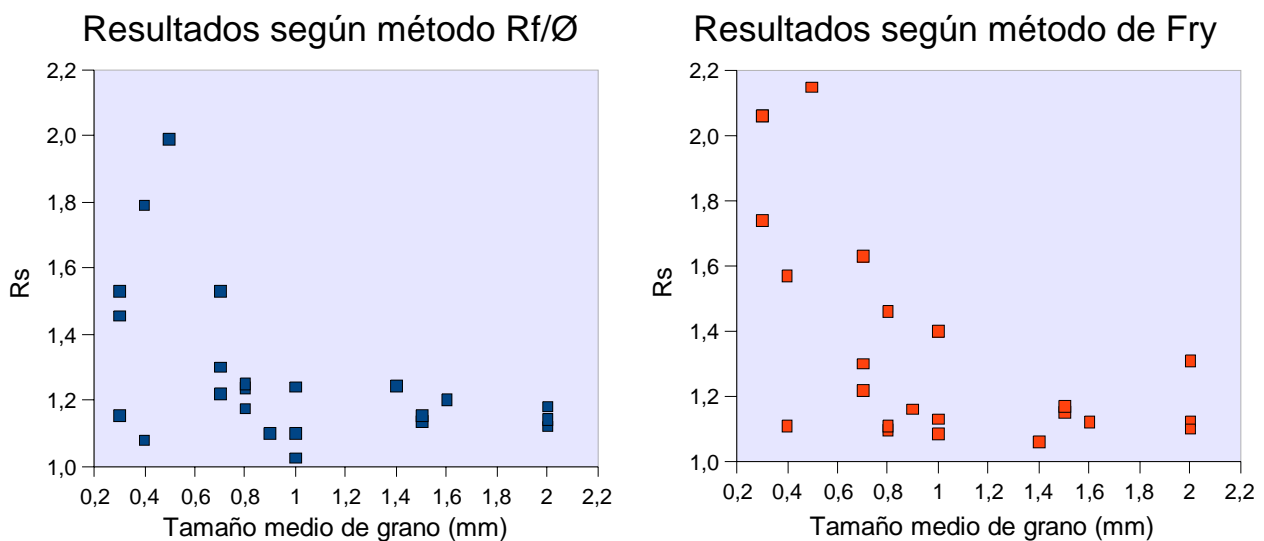


Fig. 5.9: Relación entre el tamaño medio de grano y la relación axial de la elipse de deformación.

-5.3 RELACIÓN ENTRE LA CANTIDAD DE MATRIZ Y R_s

Otro de los parámetros que pueden afectar a las medidas de deformación finita efectuadas es la cantidad de matriz presente en las muestras estudiadas ya que existe un alto contraste de competencias entre la matriz y los granos minerales. Por lo tanto, en las rocas que presentan una

alta proporción de matriz puede existir partición de la deformación, es decir, la matriz acomoda la deformación debido a su menor competencia lo que provoca que los granos no sufran deformación interna. Esto puede hacer que las mediciones realizadas sean erróneas, sobre todo para las efectuadas con métodos tipo R_f/\emptyset puesto que asumen que el comportamiento de la roca es uniforme, o sea, que no existen estos importantes contrastes de competencias ni partición de la deformación.

-5.3.1 Talas Ala Tau

Como ya ha sido comentado las rocas estudiadas en esta zona poseen en general una cantidad importante de matriz. Al representar la medida de R_s realizada frente al porcentaje de matriz medido en las muestras (Fig. 5.10) se ha obtenido una nube de puntos en la que no se observa correlación alguna entre ambas tanto para el método R_f/\emptyset como para el método de Fry. Ésto indica, que pese a que en algunas muestras la matriz correspondía incluso al 40%, la medida de deformación finita no se ha visto afectada por ello con lo que podemos considerar los datos presentados anteriormente como válidos bajo este punto de vista.

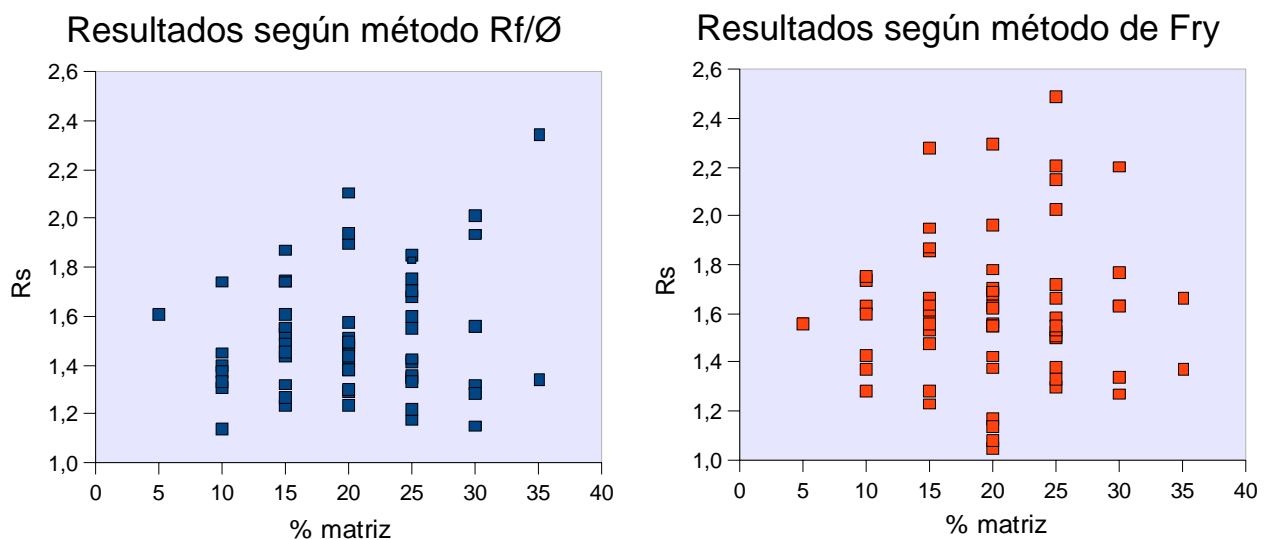


Fig. 5.10: Relación entre la proporción de matriz observada y el R_s medido.

-5.3.2 Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo

Las muestras estudiadas para la Península Ibérica, con la excepción de las tomadas en la formación Pizarras del Narcea, carecían de matriz o presentaban porcentajes inferiores al 5% con lo que la influencia de la matriz en todo caso será nula o prácticamente nula por lo que no se han

VALIDACIÓN DE LOS RESULTADOS

representado en gráficos. Por otro lado las muestras tomadas en las pizarras del Narcea no presentan ninguna aparente correlación entre ambos factores (Fig. 5.11). Es importante comentar que la muestra es bastante pequeña y por lo tanto estadísticamente poco significativa pero al observar los resultados obtenidos para estas muestras y las muestras de Talas Ala Tau, no cabe esperar ninguna correlación entre el porcentaje de matriz y la relación axial que condicione el resultado final según este porcentaje se incremente o disminuya.

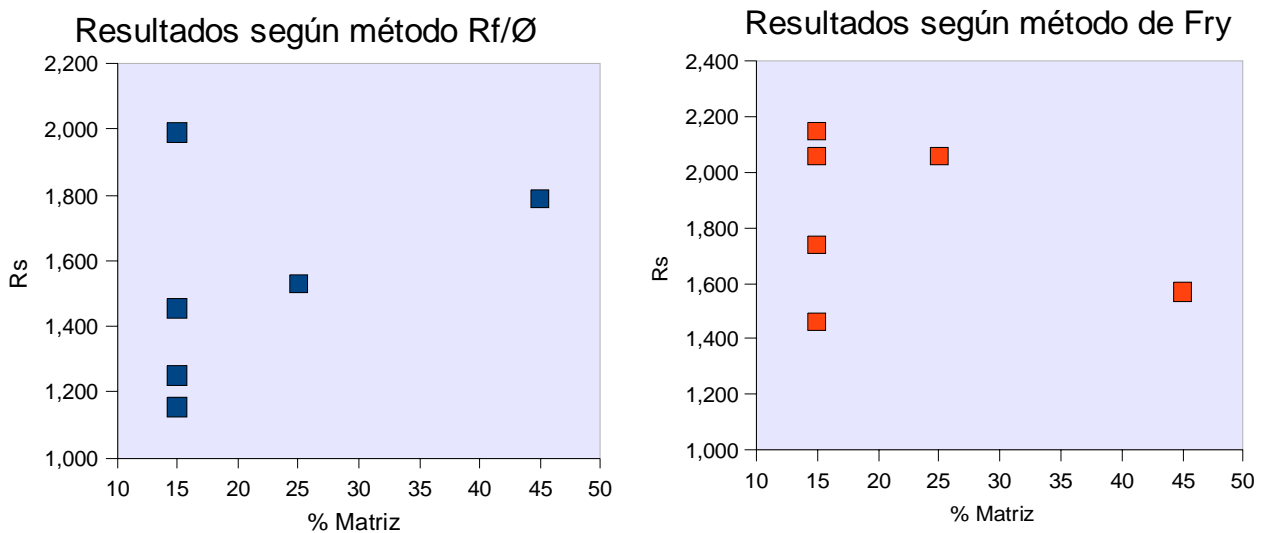


Fig. 5.11: Relación obtenida entre la proporción de matriz respecto a la deformación medida para las muestras de la formación pizarras del Narcea.

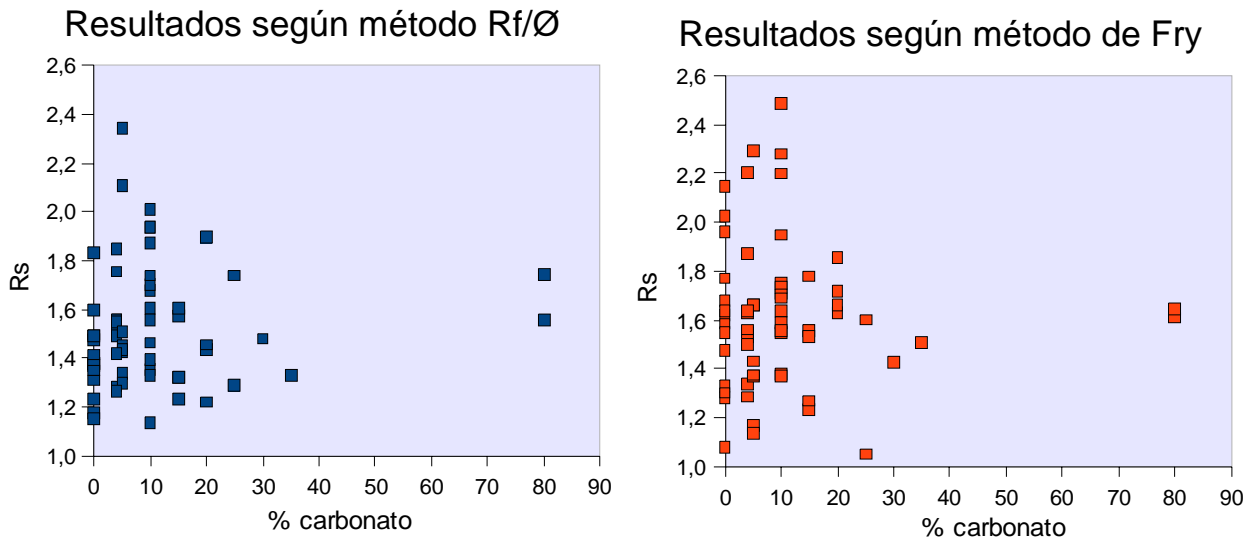
-5.4 RELACIÓN ENTRE LA PROPORCIÓN DE CARBONATOS Y R_s

La proporción de carbonato tanto en la matriz como en los granos puede influir en la medida de deformación interna realizada dado el importante contraste de competencias que presenta respecto al cuarzo y al feldespato y también a su mayor facilidad para disolverse pudiendo falsear los resultados, sobre todo en las muestras con mayor proporción de carbonatos. Dado que las muestras estudiadas en la Zona Cantábrica carecen de carbonato no se hará referencia a ellas en este apartado.

La proporción de carbonato medida en las muestras estudiadas de Talas Ala Tau es variable, oscila entre la inexistencia y el 80% aunque la gran mayoría de las muestras presenta valores entre el 0 y el 15%. Dadas estas circunstancias, esta relación se ha representado tanto en escala decimal

como en escala logarítmica (Fig. 4.12) para poder reconocer la existencia de alguna relación no evidente en la nube de puntos original debido al gran amontonamiento de puntos en los valores más bajos y con el objetivo de no representar los puntos con valor 0% de carbonato. En ambos casos se puede observar que no existe correlación alguna entre estos parámetros, de lo que podemos concluir que la presencia de carbonato en unas u otras proporciones tampoco influye en la medida de la deformación según ésta sea mayor o menor.

A)



B)

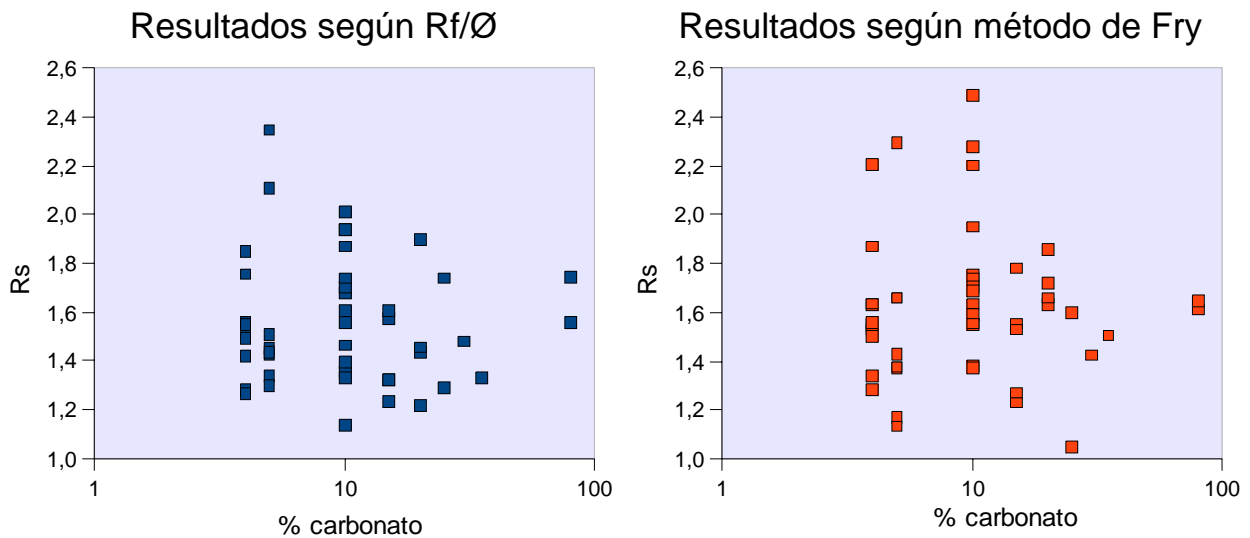


Fig. 5.12: A) Relación entre la proporción de carbonato y el Rs medido por ambos métodos representado con escala decimal. B) Relación entre la proporción de carbonato y el Rs medido representado con escala logarítmica.

-5.5 RELACIÓN ENTRE LA PROPORCIÓN DE FELDESPATO Y FRAGMENTOS DE ROCA Y R_s .

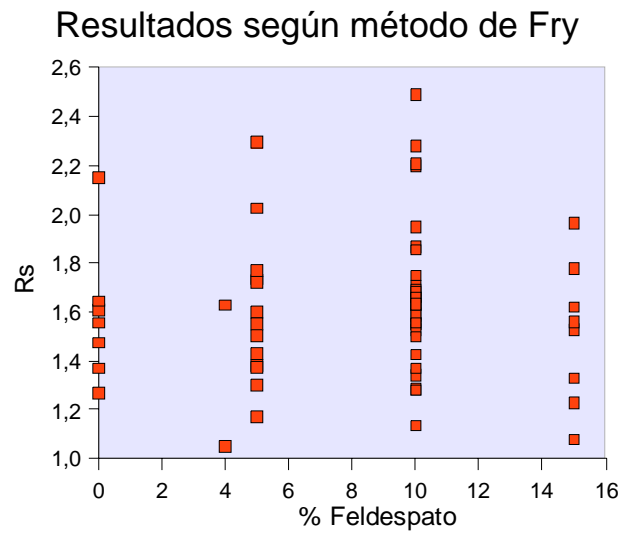
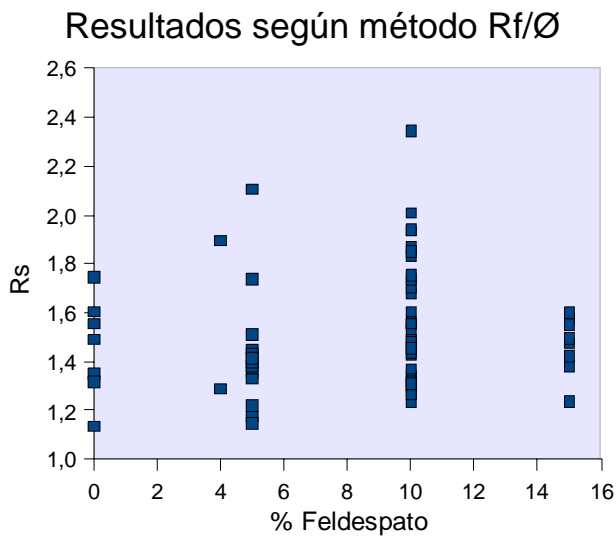
Dado que las muestras tomadas en la Zona Cantábrica apenas muestran contenido de feldespatos y fragmentos de roca esta parte del estudio sólo se ha realizado para las muestras procedentes de Talas Ala Tau que en general tienen proporciones altas de estos componentes. Al representar los datos se han obtenido nubes de puntos dispersos (Fig. 5.13) que señalan que no existe ninguna relación matemática entre los parámetros comparados. La inexistencia de una relación entre los parámetros indica que, en el caso estudiado, el mayor o menor contenido de feldespatos y de fragmentos de roca tampoco condiciona a la deformación de ninguna manera.

-5.6 INTERPRETACIÓN GENERAL

Es conocido que las características petrológicas y mineralógicas de una roca influyen en la medida de la deformación, sin embargo, del estudio de las posibles relaciones entre estas particularidades y la deformación interna medida, podemos concluir que las diferencias petrológicas, al menos en las muestras estudiadas, tienen una escasa o nula influencia sobre la medida de deformación efectuada, ya que en ninguno de los casos estudiados la presencia o no de diferentes características petrológicas y la existencia de proporciones muy variables de distintos componentes ha condicionado a un aumento o disminución de la deformación interna medida.

No obstante, lo expuesto con anterioridad no significa que no se haya cometido ningún error debido a la presencia de diferentes propiedades litológicas, solamente indica que los errores cometidos no modifican en un único sentido estas medidas. Este hecho hace que las magnitudes obtenidas tengan un significado cualitativo válido a la hora de interpretar los resultados y que los valores obtenidos sean comparables entre sí.

A)



B)

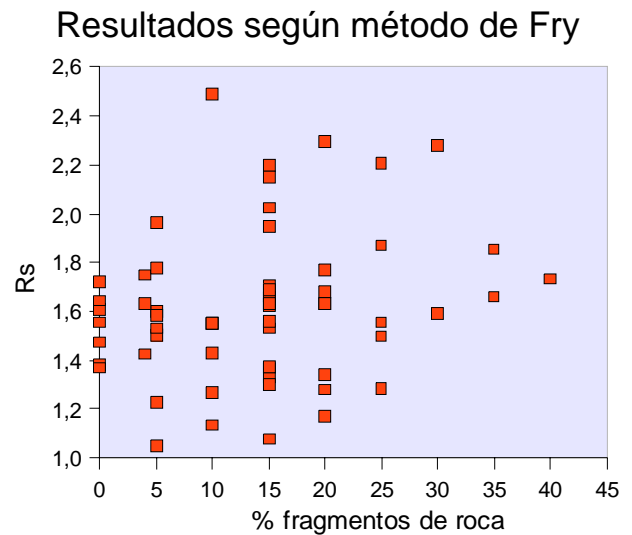
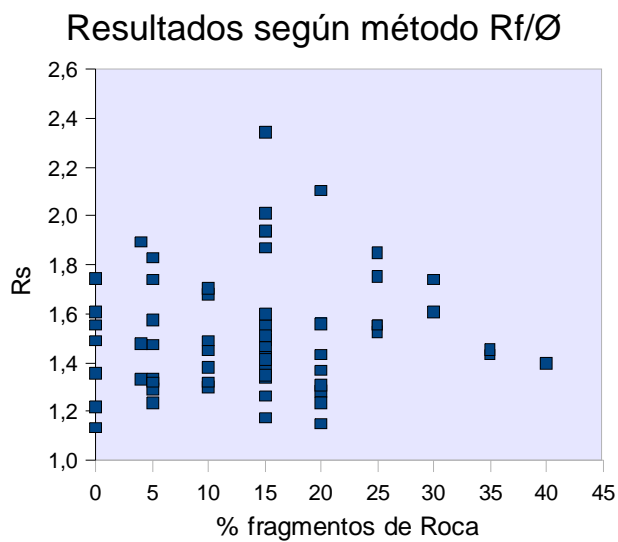


Fig. 5.13: A) Relación entre la proporción de feldespato y R_s B) Relación entre la proporción de fragmentos de roca y R_s .

6 VALIDACIÓN

METODOLÓGICA

6 VALIDACIÓN METODOLÓGICA

Cualquier dato obtenido está sujeto a muchos posibles errores, unos debidos al método usado, otros debidos a la posible incorrecta elección de un método y finalmente unos últimos debidos a todas las imprecisiones cometidas durante la realización del análisis. Por ello es necesario, antes de proceder a la interpretación de los resultados obtenidos, validar que la metodología utilizada es correcta de forma que los valores resultantes se hayan conseguido mediante una metodología adecuada que no induzca a error.

Para validar la metodología con la que se obtuvieron los datos durante la realización de este trabajo, se procedió a analizar estadísticamente los datos obtenidos con diferentes objetivos: evaluar la eficacia del método utilizado, analizar la correcta elección del mismo y finalmente comprobar que las imprecisiones introducidas eran lo suficientemente pequeñas para que los datos obtenidos fuesen válidos. Para ello se utilizaron diversas técnicas estadísticas y comparativas como son el análisis de las poblaciones de deformación obtenidas, la comparación entre los dos métodos utilizados...

- 6.1 TIPO DE POBLACIÓN

Para analizar los tipos de población se utilizaron histogramas en los que se ha representado la frecuencia de las relaciones axial medidas. Para la representación de los datos se optó en principio por intervalos de frecuencia del orden de una décima, es decir, se agrupaban las frecuencias de décima en décima. Estas representaciones muestran curvas irregulares que se aproximan a distribuciones de tipo log-normal tanto en el caso de Talas Ala Tau como en la Zona Cantábrica y el Antiforme del Narcea (Fig. 6.1B y Fig. 6.2B). Posteriormente se representaron los mismos datos pero con intervalos el doble de grandes, es decir, dos décimas representan un intervalo de frecuencias. Esta representación, aunque más grosera, corresponde casi con exactitud a distribuciones log-normales (Fig. 6.1C y Fig. 6.2C) por lo que se ha considerado que es la forma más acertada de representar los datos para la población de datos que se poseían.

VALIDACIÓN METODOLÓGICA

Aunque con los datos presentados anteriormente se observa que la deformación no se produce de idéntica forma en ambos lugares, los resultados se comportan estadísticamente igual, es decir, son el mismo tipo de población. Esto sin embargo no es tan sorprendente ya que por otra parte el comportamiento log-normal es uno de los más comunes, si no el más común, en la naturaleza (Limpert et al., 2001.), y es perfectamente asumible que la deformación interna adquiriera este comportamiento de forma general.

- 6.1.1 Talas Ala Tau

Los resultados obtenidos para las muestras de esta región muestran una distribución muy similar tanto para los resultados obtenidos con el método MRL como para sus correspondientes obtenidos con el método de Fry (Fig. 6.1). La principal diferencia entre ambas radica en que los valores de R_s están bastante concentrados en torno al intervalo de frecuencia de moda en los resultados obtenidos por el método tipo R_f/\emptyset , de forma que la log-campana obtenida presenta pendientes bastante abruptas. Sin embargo la relación axial medida mediante el método de Fry concentra menos los valores en torno a estos datos de moda y las pendientes de la log-campana son por lo tanto más tendidas. Esta diferencia se ve reflejada en el valor de la desviación típica, en la media y en la mediana, algo mayor en el caso del método de Fry que en el R_f/\emptyset , por otro lado el valor de moda es casi idéntico en ambos casos. No obstante, además de la similitud morfológica entre las dos log-campanas, las diferencias entre los valores estadísticos de ambos métodos son bastante pequeñas lo cual indica que los resultados globales de ambos métodos son parecidos.

6.1.2 Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo

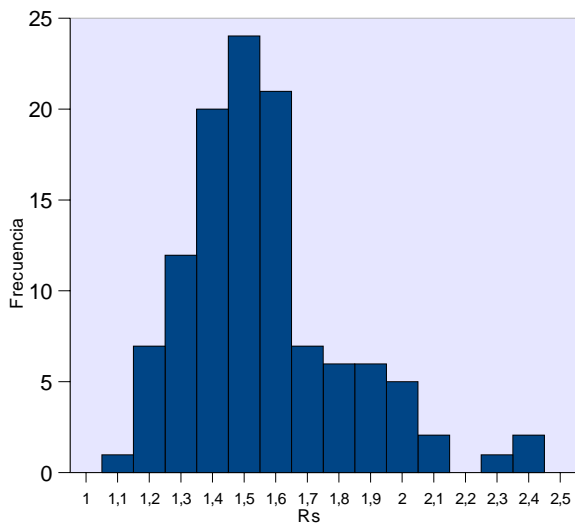
Los resultados obtenidos en las muestras de la Zona Cantábrica, aunque menos significativos estadísticamente que los de Talas Ala Tau por ser una población bastante menor, presentan unas características estadísticas bastante parecidas a los anteriores (Fig. 6.2), es decir, los resultados se concentran más cercanos al resultado de moda en el método tipo R_f/\emptyset mientras que en el método de Fry se alejan más, sin embargo y al contrario de lo que ocurría en Talas Ala Tau en este caso la frecuencia de moda es más numerosa en el método de Fry que en el R_f/\emptyset . Al observar los resultados expuestos de forma gráfica observamos otra vez que la log-campana correspondiente al método R_f/\emptyset tiene unas pendientes más abruptas que la del método de Fry, estos resultados se ven reflejados en los datos numéricos.

A)

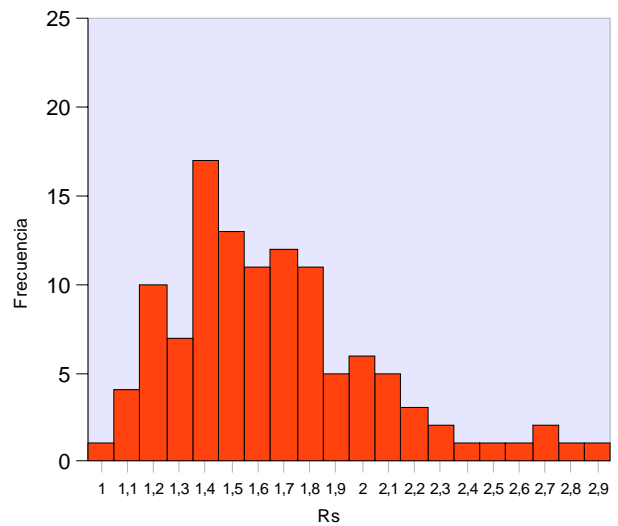
	Resultados según R_f/\emptyset	Resultados según Fry
Media	1,52	1,62
Desviación típica	0,25	0,3
Moda	1,56	1,55
Mediana	1,48	1,6

B)

Histograma de Frecuencias según método R_f/\emptyset

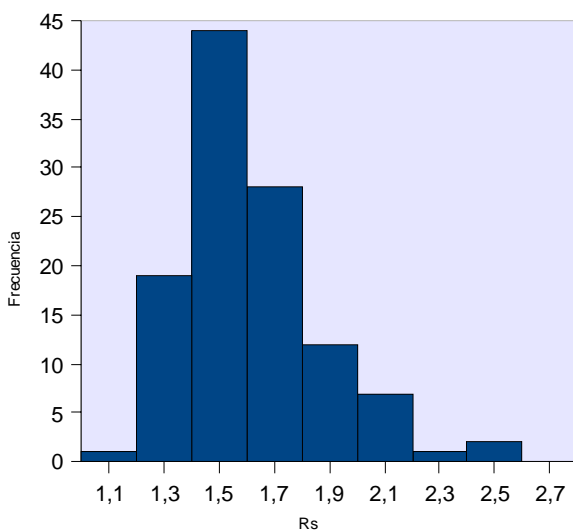


Histograma de frecuencias según método de Fry

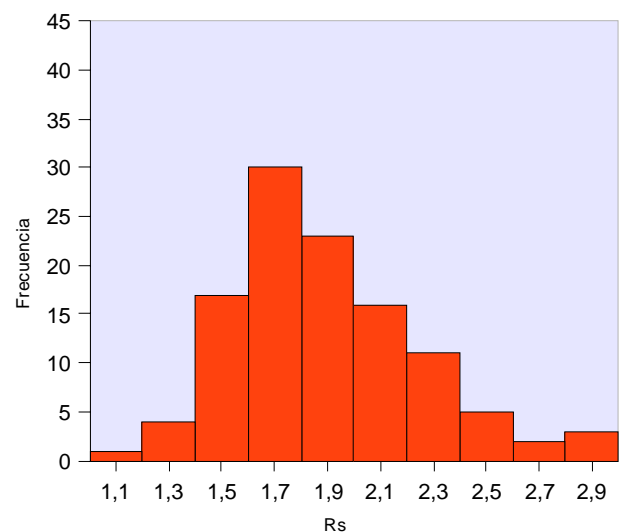


C)

Histograma de Frecuencias según método R_f/\emptyset



Histograma de frecuencias según método de Fry



VALIDACIÓN METODOLÓGICA

Por otra parte, al comparar los datos numéricos podemos observar que las desviaciones típicas obtenidas en ambos casos son prácticamente idénticas. Si tenemos en cuenta las grandes diferencias litológicas entre ambas poblaciones de datos, estos datos indican que el comportamiento de los métodos es similar a sí mismo, o sea, es esperable que en otros casos y con diferentes poblaciones de datos se obtengan resultados estadísticos muy parecidos. Esto significa que son métodos válidos para establecer comparaciones.

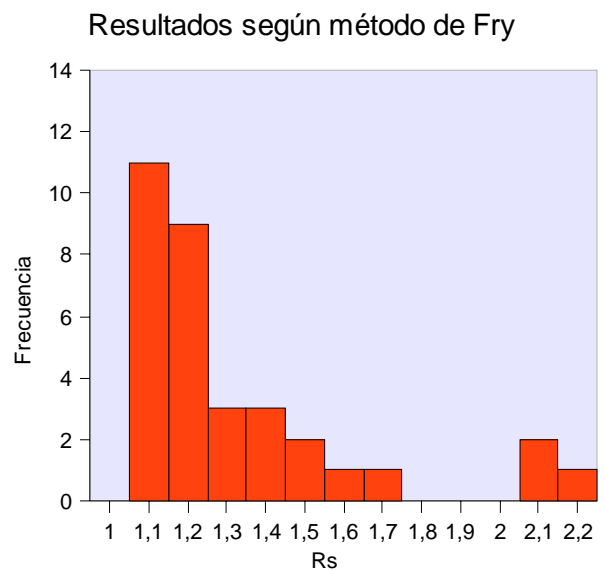
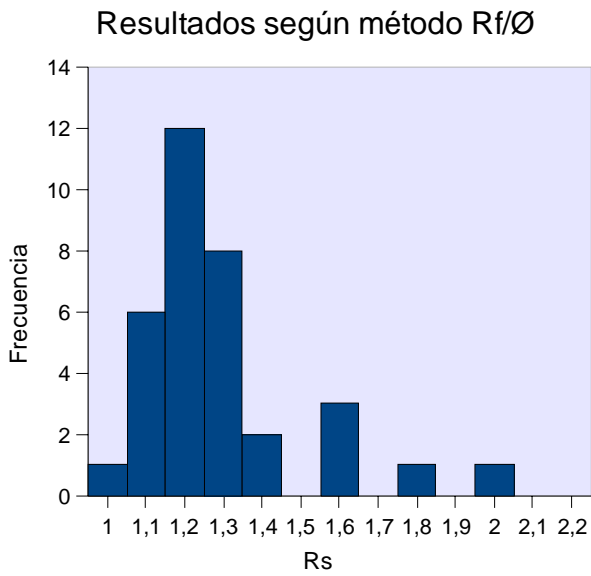
◀ Fig. 6.1: A) resultados estadísticos para las muestras correspondientes a Talas Ala Tau. B) Distribuciones de frecuencias de los resultados obtenidos en Talas Ala Tau para los dos métodos utilizados utilizando frecuencias de décima en décima. El valor etiqueta de cada columna representa el valor mínimo en intervalo cerrado, por consiguiente el valor de la etiqueta de la siguiente columna representa el valor máximo para el intervalo estudiado en intervalo abierto, esto es así para todas las figuras de distribución de frecuencias. C) Misma distribución de frecuencias que las anteriores pero con frecuencia cada dos décimas, se puede observar una clara distribución log-normal así que la elección de esta frecuencia es la más acertada para la población de datos estudiada.

Fig. 6.2: A) Resultados estadísticos para las muestras correspondientes al Antiforme del Narcea y el Manto de Somiedo. B) Distribuciones de frecuencias de los resultados obtenidos para los dos métodos utilizados utilizando frecuencias de décima en décima como en el anterior gráfico el valor etiqueta de cada columna representa el valor mínimo en intervalo cerrado. C): Misma distribución de frecuencias que las anteriores pero con frecuencia cada dos décimas, en este caso también se puede observar mucho más claramente la distribución log-normal aunque en este caso debido a la menor cantidad de datos no es tan patente. ▶

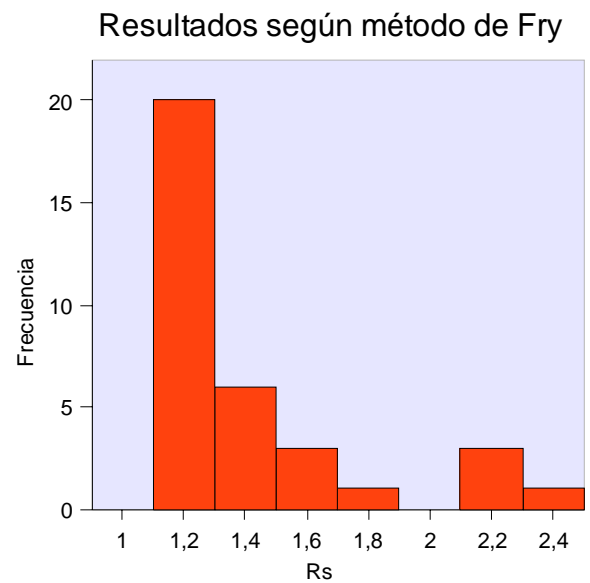
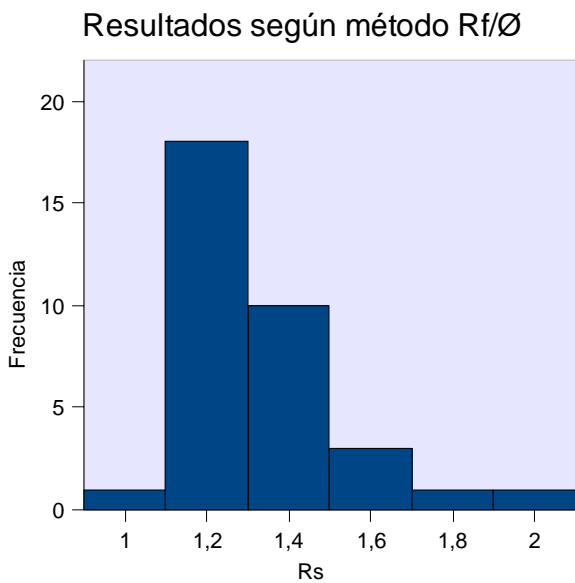
A)

	Resultados según R_f/\emptyset	Resultados según Fry
Media	1,28	1,36
Desviación típica	0,23	0,34
Moda	1,1	1,1
Mediana	1,18	1,16

B)



C)



-6.2 DISTRIBUCIÓN DE LA RELACIÓN AXIAL, ¿ES EL COMPORTAMIENTO DE LA DEFORMACIÓN INTERNA FRACTAL?

Una de las primeras lecciones que aprenden todos los estudiantes de geología es la necesidad de utilizar una escala cada vez que se va a fotografiar o dibujar un fósil, estructura geológica, sedimentaria... Sin la utilización de una escala, puede ser imposible demostrar que por ejemplo un pliegue mide diez centímetros en lugar de diez kilómetros. Otro ejemplo de la invariabilidad de una escala es la longitud de la línea de costa, esta longitud crecerá según el detalle con el que se quiera medir, ya que si medimos con escala kilométrica obviaremos todos los salientes rocosos de escala métrica, si lo hacemos con una escala métrica estaremos obviando todas las irregularidades centimétricas de la roca y así sucesivamente. Cuanto menor sea la escala en la que midamos mayor será la longitud de la línea de costa. De hecho es imposible conocer el valor real de la línea de costa. Basándose en estos fenómenos, Mandelbrot en 1967 introdujo el concepto “fractal”.



Fig 6.3: Estructura autosimilar del Romanesco.



Fig 6.3: La pirolusita cristalizada en dendritas es fractal.

Muchos fenómenos geológicos y naturales son fractales como por ejemplo los conjuntos de fracturas y fallas, los terremotos, las erupciones volcánicas, los depósitos minerales, la cristalización de algunos minerales (Fig. 6.4) la disposición de una hoja de helecho o el romanescu (Fig. 6.3) que es un tipo de brócoli. De otra manera otros fenómenos geológicos y naturales son multifractales, es decir, que no se agrupan bajo una sola dimensión fractal y donde se pueden

reconocer varios subconjuntos que son fractales, y de caóticos como el flujo turbulento, las corrientes de convección, el campo magnético de la tierra entre otros. En el caso de los fenómenos

caóticos una variación infinitesimal de un parámetro puede alterar completamente el resultado final. Es muy conocido el postulado que define el comportamiento caótico: “El agitar de las alas de una mariposa en Pekín puede causar un huracán en Nueva York”.

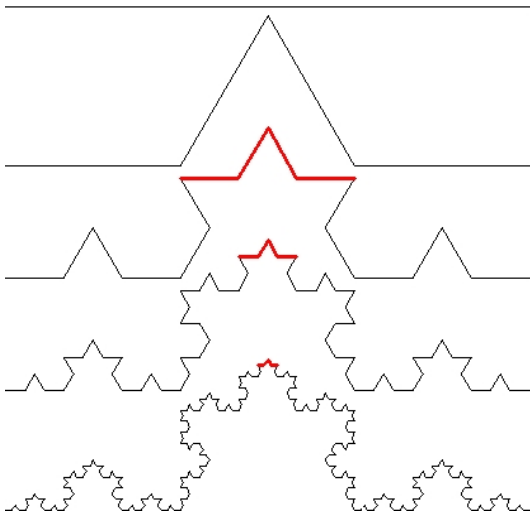


Fig 6.5: Formación de una curva de Koch a partir de una línea recta siguiendo todos los pasos.

El intento de medición de fractales ha obligado a introducir conceptos nuevos que van más allá de la geometría clásica, uno de ellos es el de dimensión fractal que indica por ejemplo en qué medida una línea fractal llena las dimensiones de un plano o que un polígono fractal llena las tres dimensiones... Esta dimensión fractal no es más que una generalización de las dimensiones topológicas clásicas o euclídeas. En estas últimas un punto ocupa cero dimensiones, una línea ocupa una dimensión, un plano dos y una esfera tres, pero como hemos visto una línea de costa tiene una longitud indefinida dependiendo del nivel de

observación por lo tanto su dimensión será mayor que uno. Un buen ejemplo es la curva de Koch (Fig. 6.5). Para generar una curva de Koch tomamos un segmento de línea recta, medimos su longitud y lo dividimos en tres partes iguales. En la sección central añadimos dos fragmentos de igual longitud formando un triángulo equilátero en el centro del segmento, después borramos la base del triángulo y así obtenemos la segunda imagen b de la fig. 6.5. Esto se hace sucesivamente con cada segmento. Así la longitud de esta línea que ocupa el espacio inicial aumenta en cada paso su longitud de forma indefinida de manera que cada curva es $4/3$ mayor que la anterior. Aunque no está claro que una única fórmula matemática pueda englobar a todos los tipos de fractales y de aplicaciones de estos, se utiliza habitualmente para explicar de forma cuantitativa y sencilla la siguiente: $N_n = C/r_n^D$. Donde N es el número de objetos (en el ejemplo de la curva Koch serían los fragmentos de línea) con una dimensión lineal característica r_n , C es una constante de proporcionalidad y D es la dimensión fractal. Si despejamos D obtenemos:

$$D = \frac{\ln (N_{n+1}/ N_n)}{\ln (r_n/ r_{n+1})}$$

VALIDACIÓN METODOLÓGICA

Así que la dimensión fractal de la curva de Koch será: $D = \ln(4)/\ln(3) = 1,26$ este número es mayor que 1 que es su dimensión topológica. Evidentemente esta ecuación es tan sólo totalmente válida para fractales puros como la curva de Koch. Los fractales que aparecen en la naturaleza como pueden ser las ramificaciones de un árbol, son fractales estadísticos y tienen límites superiores e inferiores que condicionan la autosimilaridad, ya que evidentemente ninguno de estos casos va a ser autosimilar ni hasta la escala atómica ni hasta el infinito. En los casos de los fractales estadísticos, al representar N frente a r en escala logarítmica, se obtiene una nube de puntos que se ajusta a una línea recta si estadísticamente la población estudiada es fractal simple. Si aparecen varias poblaciones de puntos a las que se pueden ajustar dos o más líneas, la población será multifractal y si no se puede ajustar ninguna línea recta a la población de puntos es porque no existe autosimilaridad, estas líneas corresponden a la solución gráfica estadística de la ecuación arriba expuesta donde la pendiente será la dimensión fractal D (Turcotte, 1992).

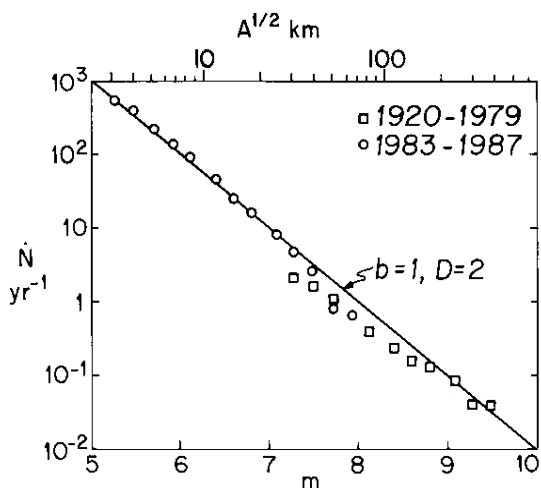


Fig 6.6: Número de terremotos anuales, N con magnitudes superiores a m y en función de m , también se da la raíz cuadrada de la zona de rotura. Es un ejemplo de fractal estadístico. Tomado de Turcotte, 1992.

También existen otros tipos de fractales como los autoafines, como es por ejemplo la topografía o el campo gravitatorio. En general un fractal autoafín no es más que un multifractal con demasiados subconjuntos, de forma que mientras que un fractal autosimilar es isótropo, un autoafín no lo es y al escalarse las dimensiones cambian según distintas proporciones, como si los triángulos de la línea de Koch en vez de equiláteros fuesen isósceles. Para el estudio de estos fractales se usan series de Fourier y otras técnicas de análisis espectral.

Durante la realización de este estudio se consideró la posibilidad de que el comportamiento de la deformación finita fuese fractal, dado que otros parámetros en geología estructural lo son como por ejemplo las poblaciones de fracturas que son autosimilares (Marret y Allmendiger, 1991, 1992; Turcotte, 1992; Arcos Fernández, 1999) o como la distribución de pliegues en un anticlinorio o sinclinorio que es autoafín (Wu, 1993).

Por otra parte si la deformación interna resultaba ser fractal daría un significado distinto a los resultados obtenidos, porque no es lo mismo poder esperar que la deformación sea independiente de la escala en la que se mida, que el hecho de no poder esperar ningún resultado debido a un comportamiento caótico de la deformación. La primera de las opciones validaría la toma de datos y por lo tanto la metodología empleada mientras que si la segunda fuese cierta, muy probablemente sería necesaria una cantidad de datos mucho mayor, sobre todo en las muestras de la península ibérica, para que los datos obtenidos fuesen estadísticamente correctos.

Para reconocer las posibles tendencias fractales se ha representado el logaritmo de N frente al de R_s , donde N es el número de muestras con mayor o igual relación axial que R_s . También habría sido válida una representación de los datos en escala logarítmica, pero los valores de R_s nunca superan el valor 2,5 mientras que los valores de N llegan casi a 100 por lo que este tipo de representación gráfica era mucho menos clara.

-6.2.1 Talas Ala Tau:

Los resultados obtenidos para esta región del Tien Shan muestran unos gráficos de apariencia curvada (Fig. 6.7) que pueden ser interpretados como multifractales representados por dos subpoblaciones si el observador deduce la existencia de dos líneas rectas que se unen con una pequeña zona curvada, o como un único fractal donde los extremos de la escala están infra-muestreados (Marret y Allmendiger, 1992) si el observador interpreta que lo que existe es una tendencia recta central y dos tendencias curvas en los extremos.

En ambas representaciones se puede observar como la tendencia cambia alrededor del resultado $\log R_s = 0,2$, este resultado corresponde a $R_s = 1,6$. También es patente como las pendientes de los dos subconjuntos fractales son más tendidas para el método de Fry que para el método R_f/\emptyset .

6.2.2 Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo.

Los resultados obtenidos para la Zona Cantábrica y el Antiforme del Narcea (Fig. 6.8) son bastante similares a los obtenidos en Talas Ala Tau aunque la ausencia de datos los hace menos claros. En esta ocasión el cambio de tendencia se sitúa en valores de $\log R_s = 0,09$ cuyo $R_s = 1,2$. Además en este caso la pendiente obtenida para los datos resueltos mediante el método de Fry es

VALIDACIÓN METODOLÓGICA

bastante similar a la obtenida para el método R_f/\emptyset .

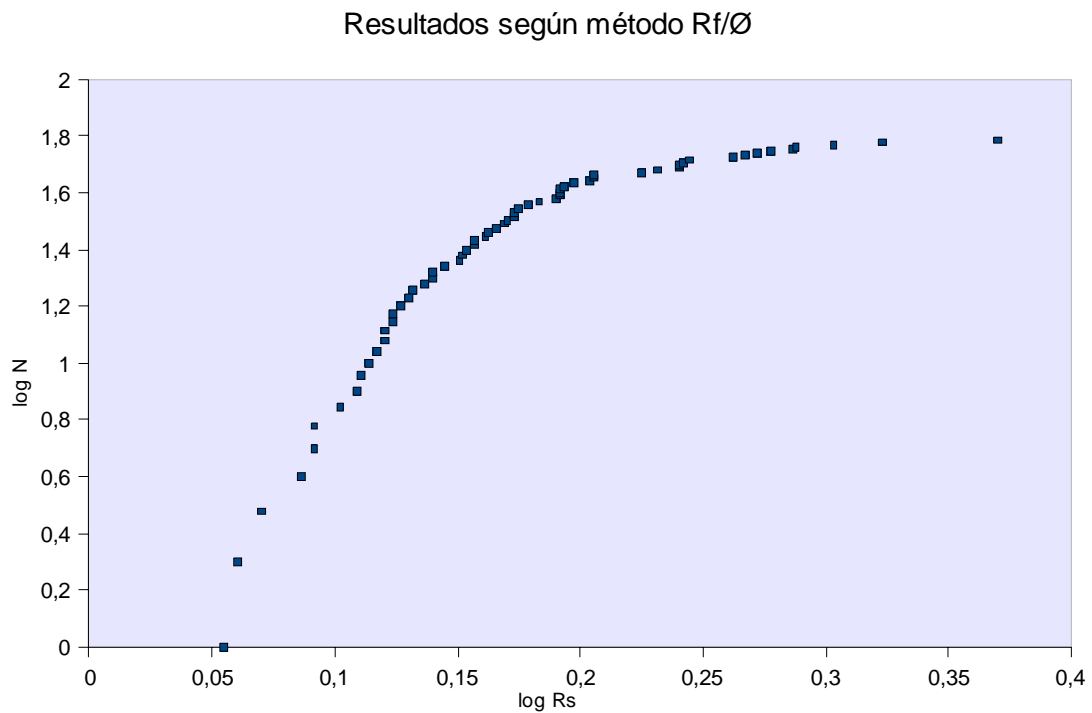
Los resultados observados en este epígrafe tienen mucho que ver con los del anterior, ya que es patente la relación que hay entre el cambio de dimensión fractal, es decir, de línea de tendencia entre estos gráficos y la estadística elemental comentada anteriormente. Se puede observar que el mencionado cambio se produce en el mismo punto donde se cambia de un flanco de la log-campana al otro en todos los casos y por lo tanto en los valores de la mediana. Esta relación es la que podría indicar que lo que se observa realmente es un multifractal con dos subpoblaciones y no un único fractal donde los extremos de la escala están infra-muestreados.

-6.3 COMPARACIÓN ENTRE MÉTODOS

Al realizar este estudio, también se consideró que la comparación entre los resultados obtenidos con cada uno de los dos métodos muestra a muestra sería necesaria para validar la metodología empleada. Es importante recordar que, como ya se ha comentado anteriormente, cada método utiliza valores muy distintos para medir el mismo parámetro. También se ha comentado que esta divergencia metodológica es útil precisamente por las distintas asunciones que hace cada una de ellas sobre la muestra estudiada y que condicionan el resultado obtenido. Aún con estas diferencias es esperable que los resultados obtenidos por ambos métodos sean similares, aunque no iguales, y por lo tanto, que exista una correlación entre ellos. De no existir una mínima correlación la validez de los resultados podría ser puesta en duda ya que sería difícil de explicar como las mismas muestras pueden estar indeformadas para un método y muy deformadas para otro.

Así mismo también se ha hecho notar con anterioridad que los métodos centro a centro pueden ser más útiles en muestras con mucha cantidad de matriz. Por ello además de hacer una comparación global entre ambos métodos también se ha hecho por litologías de forma que se puedan analizar las diferencias tendencias entre ambos métodos en el caso de que las hubiese en función de la petrología. Para comparar ambos métodos se han representado gráficamente los resultados de R_s obtenidos mediante el método R_f/\emptyset y el método de Fry tanto de forma global como para las distintas litologías. También se ha realizado una estadística simple de los gráficos obtenidos hallando la recta de regresión, la pendiente de ésta y el coeficiente de correlación de Pearson (R^2).

A)



B)

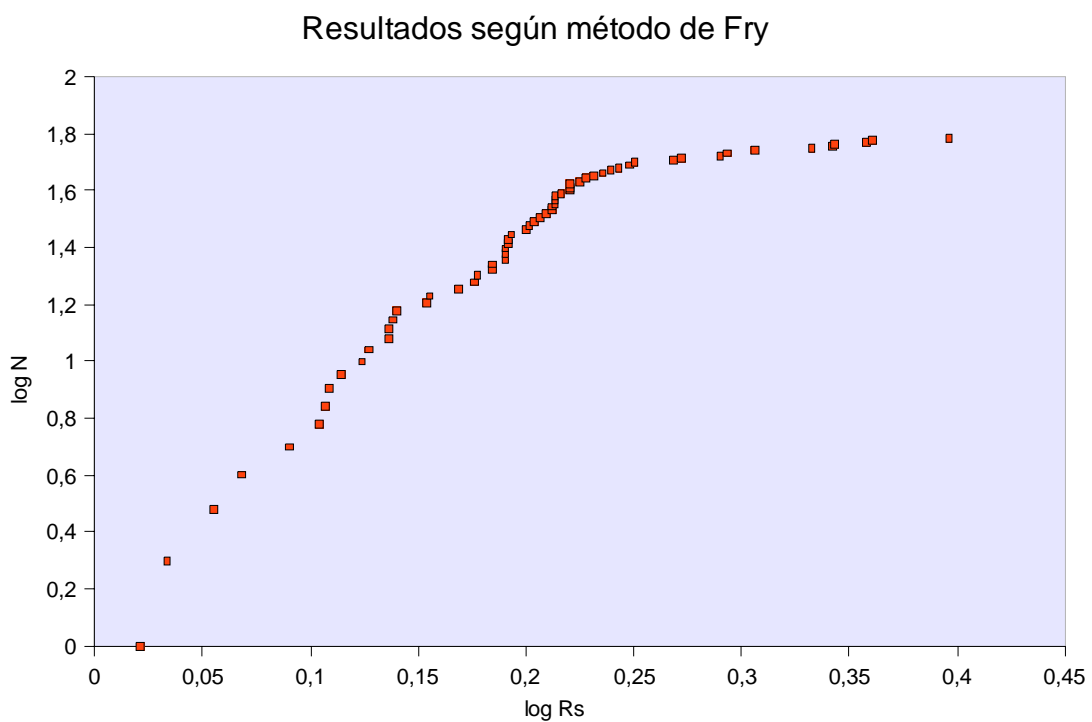
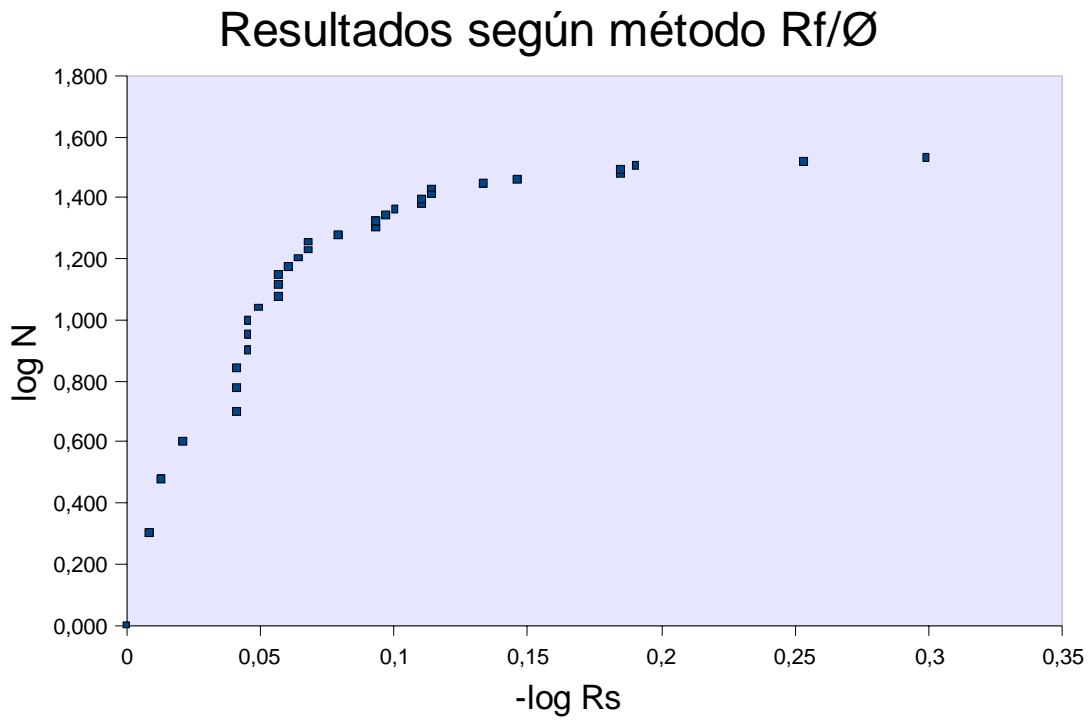


Fig. 6.7: A) Representación del logaritmo de R_s contra el de N para los resultados obtenidos con el método R_f/\emptyset para las muestras de Talas Ala Tau. B) Representación del logaritmo de R_s contra el de N para los resultados obtenidos con el método de Fry para las muestras de Talas Ala Tau.

A)



B)

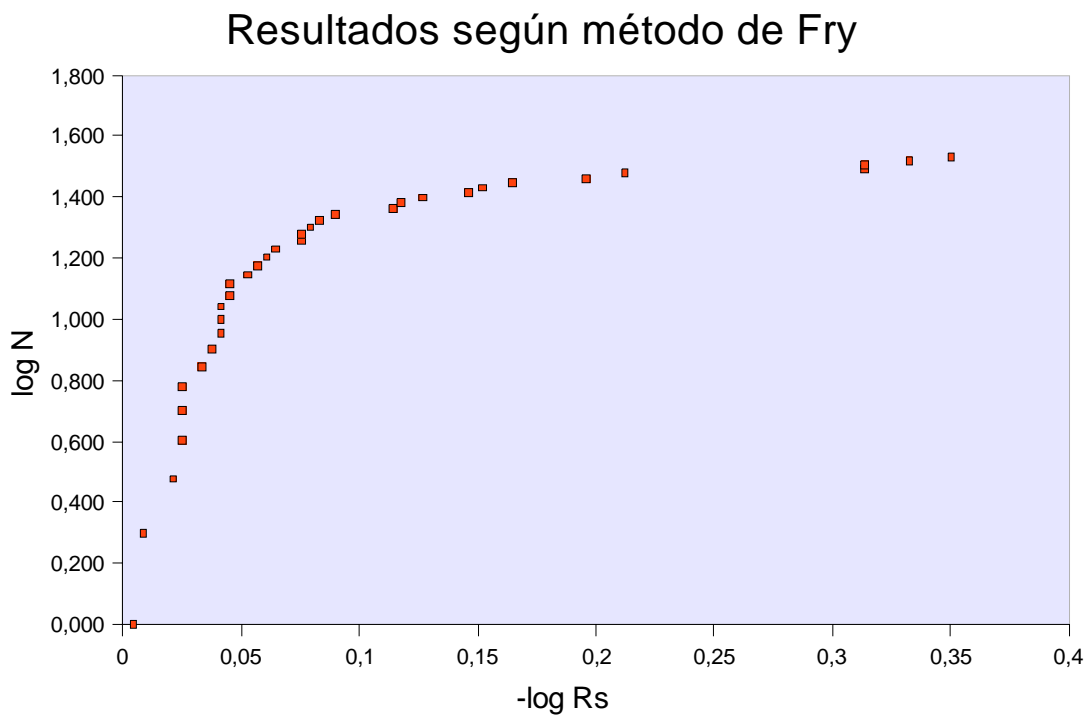


Fig. 6.8: A) Representación del logaritmo de R_s contra el de N para los resultados obtenidos con el método R_f/\emptyset para las muestras tomadas en el Antiforme del Narcea y el Manto de Somiedo. B) Representación del logaritmo de R_s contra el de N para los resultados obtenidos con el método de Fry para las mismas muestras.


-6.3.1 Talas Ala Tau

Con los resultados obtenidos para Talas Ala Tau (Fig. 6.9) se puede observar una correlación que, aunque no es muy buena, existe y en la que se puede observar que como norma los resultados altos con un método han sido altos con el otro y viceversa. Al representarlo por litologías se puede observar que no existe una mejor correlación que al representarlas todas al mismo tiempo. Otra vez es patente la existencia de una correlación grosera que indica al menos que ambos métodos miden deformación alta y baja en las mismas muestras aunque no con una relación matemática perfecta entre ambos métodos.

-6.3.2 Antiforme de Narcea y Manto de Somiedo

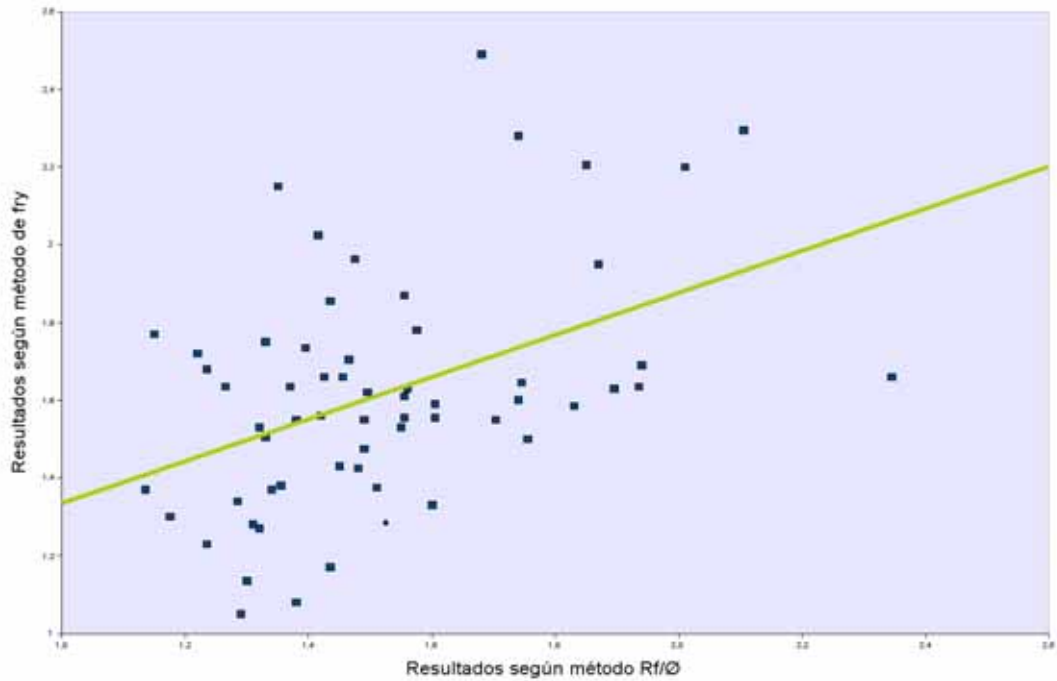
La representación gráfica y sus parámetros estadísticos del Antiforme del Narcea (Fig. 6.10) y del Manto de Somiedo muestran una correlación bastante mejor que las muestras de Talas ala Tau, incluso teniendo en cuenta que son muchas menos muestras. Esto es debido a que las muestras tomadas en el este de la Zona Cantábrica y oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa son como ya se ha comentado mucho más regulares mineralógicamente, con grandes cantidades de cuarzo y muy poca matriz como norma. Esta regularidad en la petrología influye, en la obtención de los resultados de forma que con los distintos métodos utilizados se han obtenido resultados muy parejos.

Al separar los datos por litologías la correlación es patente sobre todo en las muestras tomadas para las pizarras y areniscas pizarrosas. Este dato parece entrar en conflicto con el mencionado hecho de que correlacionaban mejor las muestras por el hecho de ser más regulares en su mineralogía, pero en realidad no lo hace ya que las muestras etiquetadas como “Cuarzitas y Areniscas cuarzosas” están prácticamente indeformadas con la excepción de las tres muestras procedentes de la formación Cándana, de forma que se concentran en una pequeña nube de puntos en los alrededores de los valores 1 y 1,2 con lo cual sólo existen tres muestras correlacionables. Por otra parte las muestras más fuertemente deformadas precisamente son las correspondientes a las Pizarras del Narcea, así que bajo la categoría de “Pizarras y Areniscas pizarrosas” tenemos formaciones deformadas y formaciones prácticamente indeformadas como Oville y Huergas.

Fig. 6.9: A) Comparación entre los resultados obtenidos con ambos métodos para Talas Ala Tau para todas las muestras con los valores de pendiente y R^2 . B) Comparación entre los resultados obtenidos en las muestras de Talas Ala Tau para las diferentes litologías con los valores de pendiente y R^2 . C) Misma comparación que A) pero para el Manto de Somiedo y el Antiforme del Narcea. D) Misma comparación que B) pero esta vez para los resultados obtenidos en la península Ibérica. 

VALIDACIÓN METODOLÓGICA

A)



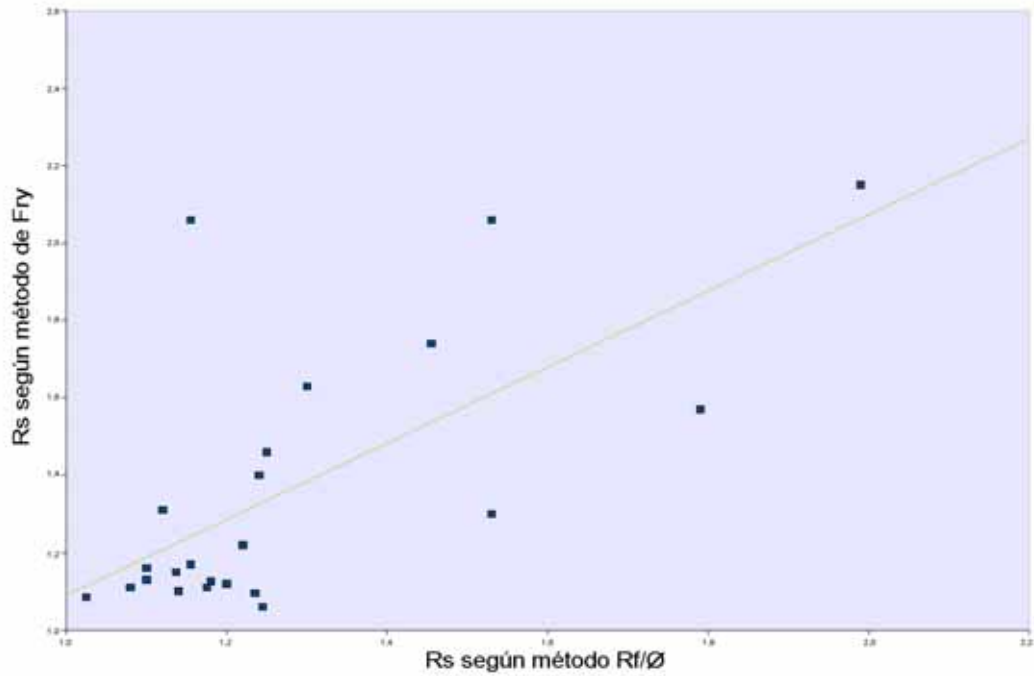
PENDIENTE	0,37
COEFICIENTE DE PEARSON	0,45

B)



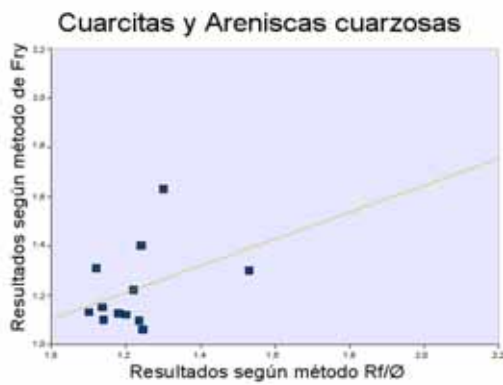
	PENDIENTE	COEFICIENTE DE PEARSON
GRAUVACAS FELDESPÁTICAS	0,22	0,3
GRAUVACAS LÍTICAS	0,38	0,5
SUBARCOSAS Y SUBLITARENITAS	0,33	0,35

C)



COEFICIENTE DE PEARSON	0,67
PENDIENTE	0,46

D)



	PENDIENTE	COEFICIENTE DE PEARSON
Cuarcitas y Areniscas cuarzosas	0,26	0,38
Pizarras y Areniscas pizarrosas	0,51	0,69

7 CONCLUSIONES

7 CONCLUSIONES

En un trabajo de las características de éste, en el que se planteaban tanto objetivos regionales como metodológicos, se han podido extraer conclusiones relacionadas con cada uno de estos objetivos.

CONCLUSIONES METODOLÓGICAS:

- La utilización de técnicas informáticas aplicadas al análisis de deformación finita permite realizar en poco tiempo una gran cantidad de análisis, en contraposición a las técnicas clásicas. Este hecho permite la realización de estudios de detalle en amplias regiones y estudios comparativos con un número suficiente de datos.
- Los resultados obtenidos no dependen de la litología, composición mineral o tamaño de grano y el único factor que se ha observado como algo influyente es la cantidad de matriz, ya que las muestras con altas proporciones de matriz presentan una peor correlación entre los valores obtenidos con los dos métodos utilizados.
- Los resultados obtenidos mediante dos métodos distintos son comparables aunque con ciertas reservas cuando la matriz es abundante donde se pierde gran parte de la correlación existente. En cualquier caso este dato no supone un problema muy grande puesto que cada uno de los dos grandes grupos de métodos de análisis de deformación finita está planteado para unas condiciones iniciales diferentes.
- Los resultados obtenidos con cada uno de los métodos representan poblaciones log-normal tanto para Talas Ala Tau como para la Zona Cantábrica. Aunque dos regiones no son suficientes como para generalizar, los resultados invitan a esperar que la deformación interna se distribuya de esta manera en otros cinturones de pliegues y cabalgamientos.
- El análisis fractal es ambiguo y quizá los datos obtenidos no son los suficientes para un análisis de este tipo, sobre todo los correspondientes al NW de Iberia. Se han planteado dos posibilidades para los resultados obtenidos, la primera es que es que el comportamiento sea multifractal con dos subpoblaciones y la segunda es que en realidad el comportamiento sea

CONCLUSIONES

autosimilar y que los extremos estén inframuestreados. Estas dos opciones no son excluyentes entre sí.

- Por otro lado se han obtenido una serie de conclusiones regionales unas generales y otras dedicadas en exclusiva a cada una de las regiones estudiadas.

CONCLUSIONES GENERALES:

- Las tasas de deformación interna en dos regiones correspondientes a cinturones de pliegues y cabalgamientos son muy bajas y similares en donde R_s oscila entre 1 y 2,5 aunque se corresponden con ambientes geodinámicos “a priori” diferentes.
- En general Talas Ala Tau está más deformado, de acuerdo con la presencia de un clivaje de plano axial generalizado en todas las rocas mientras que en la Zona Cantábrica este clivaje aparece sólo de forma local.

CONCLUSIONES REFERIDAS A TALAS ALA TAU:

- Los resultados obtenidos en este trabajo son en parte diferentes a los presentados en el estudio de Khudoley (1993). Esto puede ser debido a que en éste sólo se analizaban pocas muestras y correspondientes a una región mucho más pequeña.
- Se observan variaciones bastante importantes en los resultados de deformación finita en función de accidentes locales, más en concreto la relación axial de las elipses de deformación aumenta hacia los cabalgamientos, debido a deformación por cizalla simple.
- Sin embargo no se observa en esta región ningún gradiente de deformación en una dirección concreta, hacia la parte más interna del orógeno.
- No es posible evaluar que parte de la deformación fue asumida por disolución por presión aunque en las láminas delgadas de las areniscas apenas se aprecia mientras que es muy evidente en las rocas carbonatadas. Queda por resolver en el futuro, si esta deformación por disolución por presión de las calizas es igual a la deformación interna presente en las

areniscas.

- Sorprende que la deformación sea tan grande para una región con tan bajo grado de metamorfismo.

CONCLUSIONES REFERIDAS AL MANTO DE SOMIEDO Y AL ANTIFORME DEL NARCEA

La deformación en el Manto de Somiedo muy baja o nula. No se aprecia ningún gradiente hacia el W en el Manto de Somiedo.

- No obstante, este gradiente sí se observa en las muestras tomadas en el precámbrico del flanco oriental del Antiforme del Narcea que corresponde a la Zona Cantábrica. Los resultados obtenidos para estas muestras en concreto son muy parecidos aunque algo menores que los presentes en trabajos previos.
- Las muestras analizadas en el flanco occidental del Antiforme del Narcea, que se sitúa ya en la Zona Asturoccidental-Leonesa, presentan, como es predecible para una zona de cizalla, valores más altos de deformación interna.
- Los valores obtenidos en las muestras tomadas dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa pero fuera de la zona de cizalla son más altos que los obtenidos en la Zona Cantábrica pero menores que los de la zona de cizalla. Este resultado también era esperable puesto que la Zona Asturoccidental-Leonesa corresponde con las zonas internas del orógeno Varisco.

8 REFERENCIAS

8 Referencias

- Abad, I., Gutiérrez-Alonso, G., Nieto, F., Gertner, I., Becker, A., Cabero, A. (2003a): The Structure and the phyllosilicates (chemistry, cristallinity and texture) of Talas Ala-Tau (Tien Shan, Kyrgyz Republic): comparision with more recent subduction complexes. *Tectonophysics*, 365: 103-127.
- Abad, I., Nieto, F., Gutiérrez-Alonso, G. (2003b): Textural and chemical changes in slate-forming phyllosilicates across the external-internal zones transition in the low-grade metamorphic belt of the NW Iberian Variscan Chain. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 83, X1–X18.
- Abdrakhmatov, K.Y., Aldazhanov, S.A., Hager, B.H, Hamburger, M.W., Herring, T.A., Kalaev, K.B., Makarov, V.I., Molnar, P., Panasyuk, S.V., Prilepin, M.T., Reilinger, R.E., Sadybakasov, I.S., Souter, B.J., Trapeznikov, Y.A., Tsurkov, V.Y., Subobich, A.V. (1996): Relative recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements of present day crustal deformation rates. *Nature*, 384: 450-453
- Ailleres, L., Champenois, M. (1994): Refinements to the Fry method (1979) using image processing. *Journal of Structural Geology*, 16: 1327–1330.
- Ailleres, L., Champenois, M., Macaudiere, J., Bertrand, J.M. (1995): Use of image analysis in the measurement of finite strain by the normalized Fry method: geological implications for the ‘Zone Houillère (Briançonnais zone, French Alps). *Mineralogical Magazine*, 59: 179-187.
- Allen, M.B., Alsop, G.I., Zhemchuzhnikov, V.G. (2001): Dome and basin refolding and transpressive inversion along the Karatu fault system, southern Kazzakhstan. *Jour. Geol. Soc. Lon.*, 158: 83-95.
- Arcos Fernández, S. (1999): Análisis geométrico y distribución de tamaños y desplazamientos en poblaciones de fallas: ejemplos de fallas a pequeña escala en la Fm. Barrios (Sinclinal de

Villazón-Reigada, Asturias). Trabajo de Grado, Universidad de Salamanca. Inédito.

- Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A., Galán, J., Vargas, I. (1980): Mapa Geológico de España a escala 1:50000, 2ª serie, Hoja 75 (Naviego). IGME, Madrid.
- Bastida, F., Marcos, A., Pérez-Estaún, A., Pulgar, J.A. (1984): Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España). Bol. IGME 95 (6): 517-539.
- Bastida, F., y Castro, S. (1987): Estructura del sector septentrional de la escama de Tameza (Zona Cantábrica, NW de España). Trabajos de Geología, Univ. Oviedo 17: 67-85.
- Bastida, F., Gutiérrez-Alonso, G., (1989). Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica. Trabajos de Geología, Univ. Oviedo 18: 117-125.
- Borradaile, G.J. (1976): A study of a granite/granite gneiss transition and accompanying schistosity formation in SE Spain. Journal of the Geological Society London, 132: 417-428.
- Bullern, M.E., Burnak, D.W., Garver, J.L., Abdrakhmatov, K.Y. (2001): Late Cenozoic Evolution of the northwestern Tien Shan: new age estimates for the initiation of mountain building. Geol. Soc. Amer. Bull., 113: 1544-1559.
- Burtman, V.S., Skobelev S.F., Molnar, P. (1996): Late Cenozoic slip on the Talas-Fergana fault, the Tien Shan, Central Asia. Geol. Soc. Amer. Boul. 108: 1544-1559.
- Choudhury K.R., Mulchrone, K.F. (2006): A comparative error analysis of manual versus automated methods of data acquisition for algebraic strain estimation. Tectonophysics, 41: 209-230.
- Choudhury K.R., Meere, P.A., Mulchrone, K.F. (2006): Automated grain boundary detection by CASRG. Journal of Structural Geology, 28: 363-375.
- Crespo Zamorano, A. (1982). Mapa Geológico de España a escala 1:50000, 2ª serie, IGME, Madrid.

- Díaz García, F. (2006): Geometry and regional significance of Neoproterozoic (Cadomian) structures of the Narcea Antiform, NW Spain. *Journal of the Geological Society*, 163: 499 - 508.
- Dunnet, D. (1969): A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7: 117–136.
- Dunnet, D., Siddans, A.W.B. (1971): Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonophysics*, 12: 307–325.
- Elliott, D. (1970): Determination of finite strain and initial shape from deformed elliptical objects. *Geological Society of America Bulletin*, 81: 2221–2236.
- Eldridge M. Moores y Rhodes, W., eds. (1997): *Encyclopedia of European and Asian Regional geology* Fairbridge Publicac London [etc] : Chapman & Hall, cop.: 483-492.
- Erslev, E.A. (1988): Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. *Journal of Structural Geology*, 10: 201–209.
- Erslev, E.A., Ge, H. (1990): Least squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis. *Journal of Structural Geology*, 8: 1047–1059.
- Fisher, N.I. (1993): *Statistical Analysis of Circular Data*, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Flinn, D. (1956): On the deformation of the funzie conglomerate, Feltar, Shetland. *Journal of Geology*. 64: 480-505.
- Forlova, N.S. (1982): Influence of metamorphism on deformational properties of rocks (an example from Talas Ala Tau). *Geotectonika*, 4: 18-24.
- Fry, N. (1979): Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60:

806–807.

- García López, S., Brime, C., Valín, M.L., Sanz-López, J., Bastida, F., Aller, J., Blanco-Ferrara, S.,(2007): Tectonothermal evolution of a foreland fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Iberian Variscan belt, NW Spain). *Terra Nova*, 19: 469-475
- Gutiérrez-Alonso (1987): La estructura de la parte Norte de la Ventana Tectónica del Narcea, seminario de investigación, Univ. Oviedo, 102 p.
- Gutiérrez Alonso, G.; Villar Alonso, P y Martín Parra, L.M.; La Estructura del Antiforme del Narcea. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15, 271-279, (1990)
- Gutiérrez-Alonso, G. (1992): El Antiforme del Narcea y su relación con los mantos occidentales de la Zona Cantábrica. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 318 p.
- Gutiérrez-Alonso, G. (1996): Strain partitioning in the footwall of the Somiedo Nappe: Structural evolution of the Narcea Tectonic Window. *Jour. Struct. Geol.*, 10: 1217-1230.
- Gutiérrez-Alonso, G. y Nieto, F. (1996): White mica “crystallinity”, finite strain and cleavage development across a large structure (Narcea Antiform, Variscan Belt of NW Spain). *Jour. Geol. Soc. (London)*, 153: 287-299.
- Gutierrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., (1996): Geología y geoquímica del Granitoide pre-Varisco de Puente de Selce (Antiforme del Narcea, Asturias), *Rev. Soc. Geol. España*, 9: 227-239.
- Gutiérrez-Alonso (2004): La transición de la Zona Asturoccidental-Leonesa con la Zona Cantábrica: el Antiforme del Narcea. En *Geología de España* (Vera, J.A., Ed.), SGE-IGME, Madrid, 52-54.
- Heredia, N. (1984): La estructura de la escama de Villar de Vildas (Manto de Somiedo, zona Cantábrica). *Trabajos de Geología, Univ. Oviedo* 14: 65-78.

- Julivert, M., Pello, J., Fernández García, L. (1968): La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología, Univ. Oviedo* 2: 1-44.
- Julivert, M., Marcos, A., y Pulgar J.A. (1977): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 51 (Belmonte de Miranda) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (2ª Serie). IGME, Madrid.
- Khudoley, A.K. (1993): Structural and Strain analysis of the middle part of Talassian Alatau ridge (Middle Asia, Kyrgyzstan). *Jour. Struc. Geol.* 15: 693-706
- Kiselev, V.V., y Korolev, V.G., (1981): Paleotectonics of the Tien Shan Precambrian and Lower Paleozoic Ilim, Frunze. 60p. En ruso.
- Kiselev, V.V., apayarov, F.H., Becker, A. (1988): The epibaicalic Precambrian of Tien Shan. Ilim, Frunze: 127-143. En ruso.
- Korolev, V.G., Maksumova, R.A., (1980): Flysch association of the upper Riphean of the Talas Range. *International Geology Review*, 22 (3): 349-360.
- Limpert, E., Stahel, W.A., Abbt, M. (2001): Log-normal Distributions across the Sciences: Keys and Clues. *BioScience*, 51 (5): 341-352.
- Lisle, R.J. (1977a): Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geologie en Mijnbouw*, 56: 140–144.
- Lisle, R.J., 1977b. Clastic grain shape and orientation in relation to cleavage from the Aberystwyth Grits, Wales. *Tectonophysics*, 39: 381–395.
- Lotze, F. (1956): Das Präkambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Pálaont.*, 8: 373-380
- Maksumova, R.A. (1980): Baikalian Orogenic complex of the Northern Tien Shan and the southern

Kazakhstan. Ilim, Frunze. 150p (En ruso)

- Marcos, A. (1973) : Las series del Paleozoico y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, 6: 3-113
- Marcos, A., Pulgar, J.A. (1980): Mapa Geológico de España a escala 1:50000, Hoja 26 (Boal). IGME, Madrid.
- Marcos, A., Martínez, F.J., Julivert, M. y Pulgar, J.A. (1980): Mapa Geológico de España a escala 1:50000, 2ª serie, Hoja 50 (Cangas del Narcea). IGME, Madrid.
- Marret, R., Allmendiger, R. (1991): Estimates of strain due to a brittle faulting: sampling of fault populations. *Journal of Structural Geology*, 13: 735-738.
- Marret, R., Allmendiger, R. (1992): Amount of extension on “small” faults: an example of from the Viking Graven. *Geology*, 20: 47-50.
- Martínez Álvarez, J.A., Gutiérrez Claverol, M., Torres Alonso, M. (1975): Mapa Geológico de España a escala 1:50000, 2ª serie, Hoja 28 (Grado). IGME, Madrid.
- Matthews, P.E., Bond, R.A.B., Van Den Berg, J.J. (1974): An algebraic method of strain analysis using elliptical markers. *Tectonophysics*, 24: 31–67.
- McNaught, M. (1994): Modifying the normalized Fry method for aggregates of non-elliptical grains. *Journal of Structural Geology*, 16: 493–503.
- Meere, P.A., Mulchrone, K.F. (2003): The effect of sample size on geological strain estimation from passively deformed clastic sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology*, 25: 1587–1595.
- Mulchrone, K.F., Meere, P.A., 2001. A Windows program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computers and Geosciences*, 27: 1253–1257.

- Mulchrone, K.F. (2002): Application of Delaunay triangulation to the nearest neighbour method of strain analysis. *Journal of Structural Geology*, 25: 689-702.
- Mulchrone, K.F., O'Sullivan, F., Meere, P.A. (2003): Finite strain estimation using the mean radial length of elliptical objects with confidence intervals. *Journal of Structural Geology*, 25: 529–539.
- Mulchrone, K.F., Roy Choudhury, K. (2004): Fitting an ellipse to an arbitrary shape: implications for strain analysis. *Journal of Structural Geology*, 26: 143–153.
- Mulchrone, K.F., Meere, P.A., Roy Choudhury, K. (2005): SAPE: a program for semi-automatic parameter extraction for strain analysis. *Journal of Structural Geology*, 27 (11): 2084–2098.
- Mulchrone, K.F. (2005): An analytical error for the mean radial length method of strain analysis. *Journal of Structural Geology*, 27: 1658–1665.
- Navarro, D. (1982): Mapa Geológico de España a escala 1:50000, 2ª serie, Hoja 101 (Villablino). IGME, Madrid.
- O' Rourke, J. (1993): *Computational Geometry in C*. Cambridge University Press, Cambridge, 346p.
- Palacios, T., Vidal, G. (1992): Lower Cambrian Acharitars from northern Spain: the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications. *Geol. Mag.*, 129: 421-436.
- Patterson, T.: Shade relief maps, <http://www.shadedrelief.com>.
- Pello, J. (1976): Mapa Geológico de España a escala 1:50000, 2ª serie, Hoja 52 (Proaza). IGME, Madrid.
- Pérez-Estaún (1971): La Ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León). *Breviora*

Geol. Asturica, 15: 7-13.

Perparata, F.P., Shamos, M.I. (1985): Computational Geometry: An Introduction. Springer, New York, 412p.

Ramsay, J.G. (1967): Folding and Fracturing of Rocks, McGraw-Hill, New York.

Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1983. The Techniques of Modern Structural Geology, Strain Analysis, vol. 1. Academic Press, London, 307p.

Robin, P.F. (1977). Determination of geologic strain using randomly oriented strain markers of any shape. Tectonophysics 42: T7-T16.

Rodríguez-Fernández, L.R., Ed. (2004): Mapa Geológico de España a escala 1:2000000, SGE-IGME, Madrid.

Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., Burtman, V.S. (1993): Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 364: 299-307

Sengör, A.M.C. y Natal'in, B.A. (1996.): Paleotectonics of Asia: fragments and synthesis. En: The tectonic evolution of Asia (Yin, A., Harrison, M., Eds.) Cambridge Univ. Press, Cambridge, p 486-640.

Shimamoto, T., Ikeda, Y. (1976): A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. 1. Basic theory. Tectonophysics, 36: 315-337.

Suárez, O., Heredia, N., López, F., Toyos, JM., Rodríguez-Fernández, L.R., Gutiérrez, G. (1990): Mapa Geológico de España a escala 1:50000, 2ª serie (Barrios de Luna). IGME, Madrid.

Tourcotte, D.L. (1992): Fractals and Chaos in Geology and Geophysics, Cambridge University Press, Cambridge, 221p.

Wu, S. (1993): Fractal strain distribution and its implication for cross-section balancing. *Journal of Structural Geology*, 15: 1497-1507

Yu, H., Zheng, Y. (1984): A statistical analysis applied to the R_f/θ method. *Tectonophysics*, 110: 151–155.

ANEXOS

ANEXOS

En este anexo se presentan todos los resultados obtenidos. El código de muestras utilizado es sencillo las muestras procedentes de Talas Ala Tau están etiquetadas con un K y las procedentes del NW de Iberia con SOM.

MUESTRA	R _s medido con MRL	Ø medido con MRL	R _s medido con método de Fry	Ø medido con método de Fry
k3-1	1,45	-2,63	1,78	80,33
k3-2	1,38	1,71	1,5	-73,18
k3-4	1,52	-1,34	2,61	77,36
k5-1	1,74	9,14	1,6	-70,32
k8-2	1,29	2,3	1,05	53,53
k13-2	2	1,55	1,63	-83,25
k17-1	1,51	4,18	1,64	-72,02
k17-3	1,2	1,34	1,12	41,77
k20-3	1,33	8,15	1,75	57,82
k31A-1	1,53	24,89	1,57	-49,33
k31A-4	1,46	13,07	1,67	-67,73
k31B-2	1,38	10,44	1,08	80,25
k33-1	1,87	7,68	1,7	88,95
k33-3	1,79	8,49	1,47	-58,91
k35-1	1,35	-17,62	1,74	77,34
k35-4	1,41	-30,64	1,36	57,66
k36-1	1,45	2,37	2,08	-79,15
k36-2	1,66	11,82	1,66	-73,88
k39-2	1,74	7,05	2,49	-77,78
k40a-1	1,86	11,54	1,8	-75,08
k40a-4	2,01	9,71	1,47	-78,5
k40b-2	2,01	5,13	2,2	-70,44
k42-1	1,34	21,6	2,13	85,76

ANEXOS

k42-2	1,45	6,14	1,34	-79,01
k43-3	1,54	8,03	1,75	77,32
k43-4	1,61	0,4	1,81	75,88
k44-1	1,55	17,35	1,34	-59,93
k44-3	1,5	17,32	1,23	-56,76
k45-2	1,33	-15,12	1,26	67,65
k45-4	1,24	-6,35	1,42	-73,19
k46a-1	1,28	21,18	1,3	-52,11
k46a-3	1,4	15,07	1,44	-68,53
k46b-2	2,38	2,75	1,27	85,23
k46b-4	2,31	2,04	2,05	86,21
k47-1	1,51	11,18	1,82	-86,81
k47-3	1,61	7,65	1,44	-59,35
k48-4	1,52	22,03	1,53	-76,84
k49-1	1,47	24,08	1,35	-49,89
k49-4	1,51	21,52	1,36	38,67
k52-2	1,42	8,62	1,76	1,11
k52-3	1,43	9,77	1,34	-80,27
k54A-1	1,33	4,87	1,66	84,39
k54A-4	1,31	-3,46	1,66	84,39
k54B-2	1,95	-0,73	1,95	82,23
k55-1	1,45	7,94	1,45	-88,7
k55-4	1,45	2,83	1,41	-69,39
k57-1	1,66	5,44	1,57	-71,06
k57-2	1,71	2,87	1,75	84,57
k57-3	1,74	0,77	1,33	-75,09
k58a-1	1,43	-5,5	1,15	-89,62
k58a-4	1,44	-3,4	1,19	67,08
k58b-2	2,28	1,68	2,75	-81,15
k58b-4	1,93	7,1	1,84	-85,51
k59-1	1,29	5,13	1,13	33,41

k59-4	1,31	21,52	1,14	74,58
k60-1	1,66	5,53	1,7	85,12
k60-3	1,55	4,6	1,41	-46,25
k61-1	1,6	7,39	1,33	-55,54
k62-1	1,46	15,1	1,56	-61,62
k62-4	1,38	17,72	1,56	-60,39
k63-1calcita	1,63	21	1,07	89,51
k63a- 1cuarzo	1,44	14,71	1,95	-77,81
k63a-1	1,56	17,24	1,63	-43,67
k63a-3	1,55	13,2	1,59	62,57
k63a- 3cuarzo	1,54	12,43	1	45,79
k63b-2	1,57	5,08	2,1	-76,85
k63b- 2calcita	1,42	3,56	4,25	72,95
k63b- 2cuarzo	1,6	4,84	2,69	80,37
k63b-4	1,92	-3,11	1,19	66,37
k64-2	1,2	8,28	1,22	80,7
k64-4	1,27	-4,69	1,24	61,49
k65-2	1,45	11,45	1,15	-65,16
k65-4	1,57	13,58	1,6	-61,34
k67a-1	1,47	9,85	2,07	-12,43
k67a-4	1,46	-3,46	1,34	52,6
k67b-2	1,98	4,32	1,65	-75,17
k67b-4	1,9	4,22	1,73	-75,09
k68-1	1,2	7,19	1,37	-11,13
k68-3	1,07	13,62	1,37	-11,13
k69-1	1,29	24,14	1,94	-67,94
k69-3	1,37	15,35	1,07	51,58

ANEXOS

k70-1	1,32	17,27	1,35	-63,05
k70-3	1,32	20,73	1,71	-54,36
k71a-2	1,59	15,32	1,59	-39,56
k71b-2	1,74	13,86	2,28	-78,19
k72-2	1,45	17,23	1,2	-66,04
k72-4	1,51	9,73	1,65	-70,64
k73-2	1,27	10,6	1,58	-77,68
k73-3	1,17	2,99	1,86	-68,25
k75-1	1,21	3,93	1,19	-82,08
k75-3	1,41	15	1,37	-47,93
k76-2	1,23	15,73	1,39	70,2
k76-3	1,24	2,63	1,97	-78,95
k77a-1	1,67	20,04	1,31	-60,47
k77a-2	1,84	17,15	1,69	-62,92
k77b-2	1,84	6,91	2,32	-84,56
k77b-3	1,86	3,76	2,09	-78,35
k79-2	1,26	12,19	1,31	54,99
k79-3	1,27	19,68	1,96	-54,84
k80-1	1,56	16,09	1,31	-65,49
k80-2	1,55	14,78	1,8	-75,99
k82a-2	1,53	15,65	1,43	-61,95
k82a-3	1,34	13,7	2,28	-86,99
k82b-2	1,45	24,54	1,91	-62,04
k82b-3	1,46	18,18	1,41	-73,03
k84-1	1,39	9,62	1,82	-56,64
k84-2	1,35	6,41	1,45	57,09
k86a-1	1,34	10,13	1,54	-73,34
k86a-3	1,49	12,97	2,51	-79,47
k86b-1	1,17	4,27	1,17	-52,91
k86b-2	1,18	10,16	1,43	58,17
k87-3	1,15	11,75	1,77	-56,93

k88-1	1,35	10,7	2,15	-82,05
k89-3	1,32	4,37	1,27	-29,01

MUESTRA	R _s medido con MRL	Ø medido con MRL	R _s medido con método de Fry	Ø medido con método de Fry
Som1	1,53	9,66	1,3	58,88
Som4	1,3	42,18	1,63	-33,75
Som5	1,24	-4,38	1,4	68,19
som10	1,99	-3,71	2,15	82,92
Som14	1,53	9,66	2,06	-69,03
Som15	1,25	7,6	1,46	-68,15
Som16	1,79	-2,27	1,57	-66,91
Som19	1,14	-16,09	1,1	0,01
Som21 AB	1,02	-26,39	1,11	0,02
Som21 CD	1,03	80,95	1,06	-18,26
Som23-1	1,11	77,09	1,15	76,89
Som25-1	1,29	-76,53	1,1	4,05
Som25-2	1,15	-62,33	1,34	89,87
Som26-2	1,3	82,67	1,08	-89,99
Som26-3	1,17	81,79	1,11	10,47
som27-1	1,2	79,48	1,02	23,71
Som27-2	1,29	-87,39	1,1	-22,15
Som29-1	1,4	-88	1,19	-0,07
Som29-3	1	-70,56	1,05	-26,5
Som31-1	1,26	-85,54	1,19	30,99
Som31-2	1,1	-79,97	1,06	69,3
Som32-1	1,16	86,64	1,13	-55,1
som33-1	1,24	87,67	1,16	18,49
Som33-3	1,11	81,02	1,06	24,36
Som34-1	1,11	53,69	1,01	10,72

ANEXOS

Som34-2	1,05	65,36	1,21	-9,54
Som35-1	1,1	88,41	1,09	2,82
Som35-2	1,1	61,5	1,23	-8,73
Som36-1	1,14	62,46	1,14	-20,56
Som36-3	1,17	53,86	1,2	-34,46
Som50-2	1,55	12,95	1,42	-1,86
Som50-3	1,36	3,53	2,06	84,03
Som50b-2	1,14	0,47	2,24	57,36
Som55-2	1,12	63,28	1,31	-13,76