

DETERMINACIÓN DE LA DEFORMACIÓN FINITA EN DOS SECCIONES DISTINTAS (TALAS ALA TAU, KIRGUISTÁN Y ZONA CANTÁBRICA, NO DE ESPAÑA). RELACIONES ENTRE LITOLOGÍA Y DEFORMACIÓN INTERNA

[Strain analysis in two different cross-sections (Talas Ala Tau, Kyrgyzs Republic and Cantabrian Zone, NW of Spain). The relationship between lithology and strain]

Daniel PASTOR-GALÁN*

Gabriel GUTIÉRREZ-ALONSO*

Patrick MEERE**

Kieran MULCHRONE**

(*): Departamento de Geología. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca, España.

(**): University College of Cork. República de Irlanda

(FECHA DE RECEPCIÓN: 2008-08-22) (FECHA DE ADMISIÓN: 2008-09-11)

BIBLID [0211-8327 (2008) 44 (2); 221-258]

RESUMEN: Gracias a los métodos computerizados desarrollados por investigadores del University College of Cork se ha podido caracterizar de forma generalizada y precisa la deformación interna en dos zonas cinturones de pliegues y cabalgamientos formados en distinto contexto geodinámico: Talas Ala Tau (Kirguistán) y el Manto de Somiedo y Antiforme del Narcea (Zona Cantábrica y la transición a la Zona Asturoccidental-Leonesa, NO de España). Esta caracterización ha revelado tasas de deformación bajas en ambas regiones y los patrones en la distribución de ésta. Además ha permitido el estudio de las relaciones entre la deformación medida, los distintos componentes litológicos y cada uno de los métodos utilizados, con el objetivo de conocer la posible influencia de estos dos últimos sobre las medidas de deformación finita realizadas. Los resultados obtenidos con ambos resultaron ser comparables y muestran la inexistencia de un control litológico sobre la deformación interna

entre los tipos de roca estudiados deformados en condiciones de tasas bajas de metamorfismo y deformación finita.

Palabras clave: Deformación finita, Talas Ala Tau, Zona Cantábrica, MRL, SAPE, DTNNM.

ABSTRACT: The computer Strain Analysis methods developed by University College of Cork researchers have permitted a large number of analysis and the characterization of finite strain in two different regions with contrasting geodynamic scenarios: The Talas Ala Tau (Tien-Shan, Kyrgyzs Republic) and the Somiedo Nappe and Narcea Antiform (Cantabrian to West Asturian-Leonese Zone boundary, NW of Spain). The performed analysis have revealed low strain rates and the regional strain trend in both studied areas. This study has also investigated the relationships among the lithology, the used methods and the finite strain in order to know how the different methods applied and the different analysed lithologies could affect the obtained strain values. The results show that the two used measurement methods are comparable and that the absence of finite strain lithological control in rocks deformed under low metamorphic and low strain conditions.

Key words: Finite strain, Talas Ala Tau, Cantabrian Zone, MRL, SAPE, DTNNM.

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 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.

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 NO 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. Éstas 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.

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.*, 2003a) y el antepaís de un orógeno (JULIVERT, 1968) 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.

Talas Ala Tau se encuentra en Kirguistán (figura 1), que es un país montañoso situado en el corazón de la cordillera Tien Shan que, tras el Himalaya, es la segunda más importante de Asia. El Tien Shan es una cadena intracratónica que fue levantada durante el Cenozoico como efecto de la colisión de la India contra el continente asiático en la orogenia Himalayense-Alpina. Tras este levantamiento las montañas fueron rápidamente 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; SENÖR & NATAL'IN, 1996). Tradicionalmente la cordillera de Tien Shan se ha dividido en Tien Shan septentrional, central y meridional.

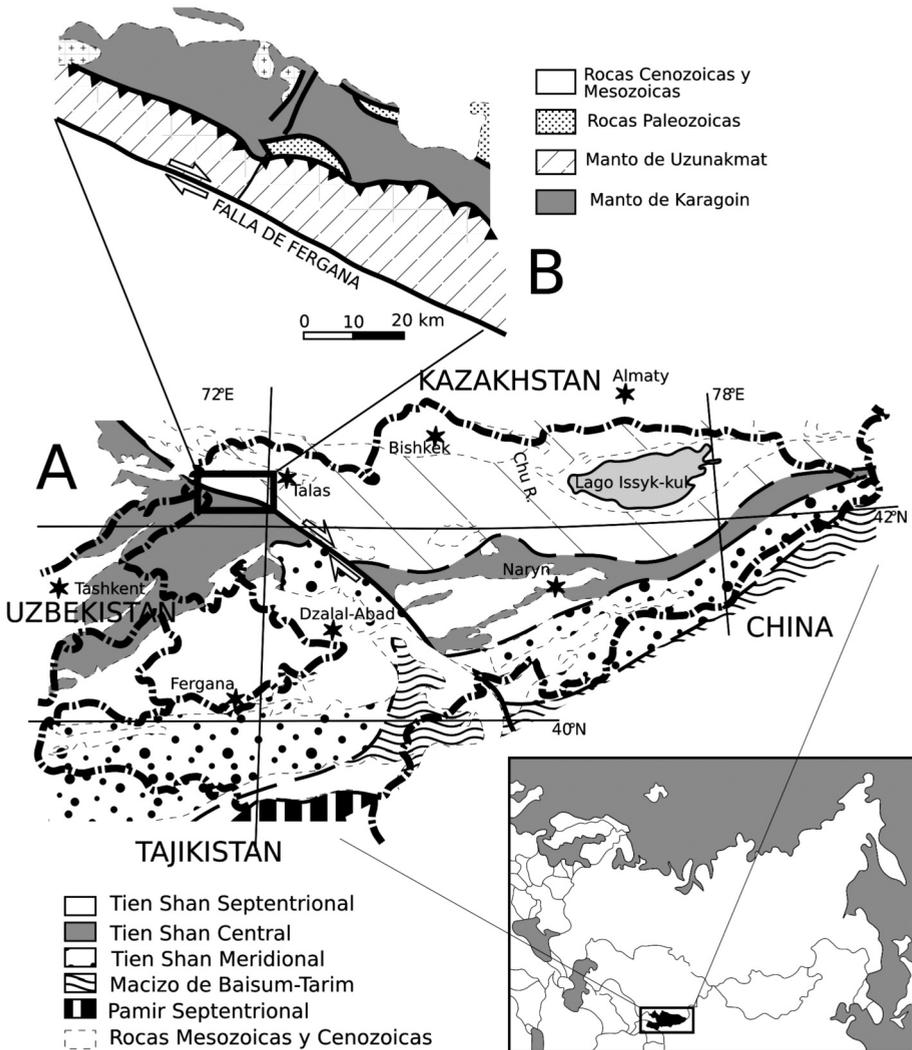


Figura 1. Situación geográfica y geológica de Talas Ala Tau, basada en el gráfico publicado por ABAD *et al.* (2003a).

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 & MAKSUMOVA, 1980; KISELEV & KOROLEV, 1981) y afloran en dos dominios separados por cabalgamientos llamados Manto de Uzunakhmat (al SO) 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 220 km. Debido a ello la falla imposibilita cualquier intento de continuar cualquier corte o análisis al S de la misma (ABAD *et al.*, 2003a).

El Manto de Uzunakhmat está compuesto por una secuencia de más de 3 km de potencia, con las formaciones Bakair, Karabura y Uzunakhmat de edades Cryogeniense a Ediacareense (KISELEV & KOROLEV, 1981), mientras que el Manto Karagoin está formado por el Grupo Karagoin que contiene de muro a techo las formaciones Chondzol, Tagyrtau, Chydygolot, Birbulak, Urmalar, Chokutash y Kyzybel (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 (figura 2).

Hasta ABAD *et al.* (2003a) existían muy pocos estudios sobre el metamorfismo de la zona; tan sólo FORLOVA (1982) hacía referencias indicando que en el Manto de Uzunakhmat el metamorfismo aumenta hacia el S alcanzando la facies de esquistos verdes y consideraba al Manto de Karagoin ametamórfico. ABAD *et al.* (2003) estudian el metamorfismo de la región a partir de la cristalinidad de los filosilicatos. Sus resultados indican muy bajo grado con temperaturas inferiores a los 300° que disminuye de SO 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.

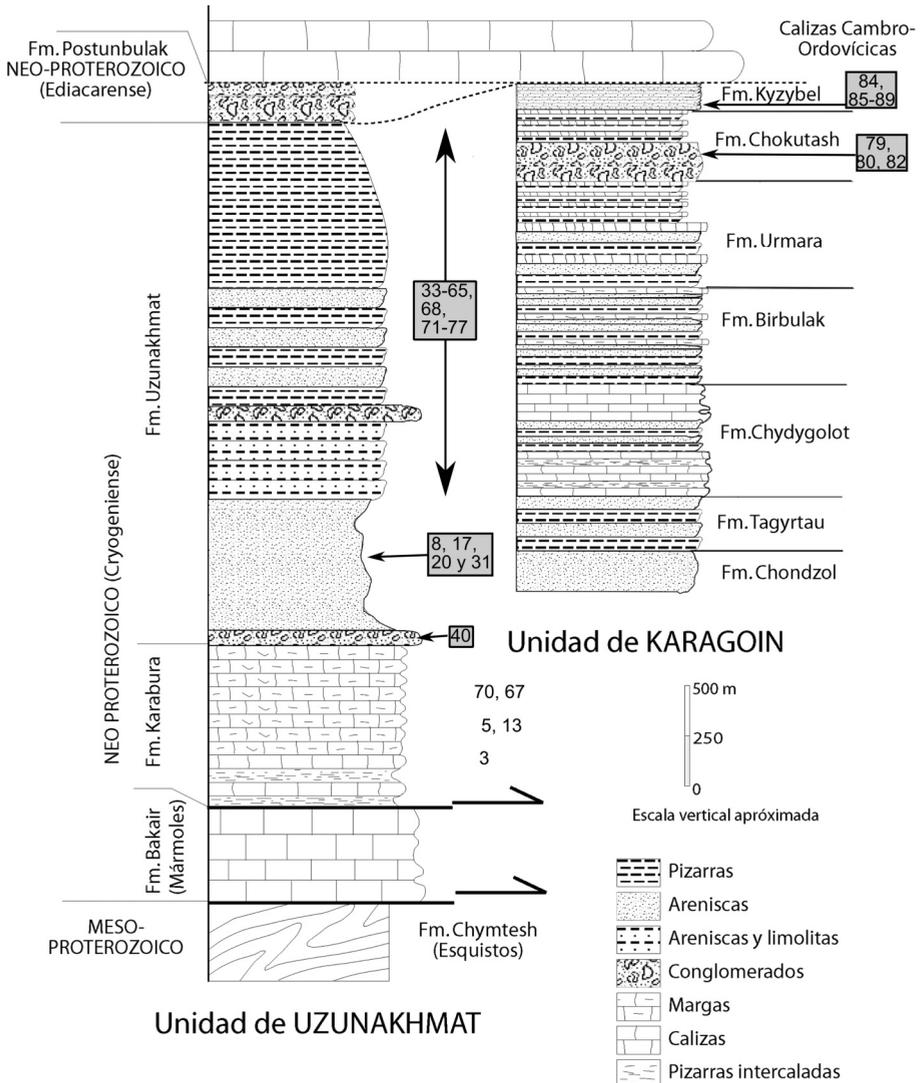


Figura 2. Columna estratigráfica de Talas Ala Tau basada en ABAD et al. (2003a) en la cual se indica la procedencia estratigráfica de cada una de las muestras analizadas.

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 o sublitarenitas con bastante matriz, grauvacas feldespáticas o grauvacas líticas (figura 3), 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 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 a estas cifras, con valores que pueden llegar hasta el 40% y una muestra cuya proporción es del 80% (figura 3E). Los minerales opacos son poco frecuentes y en general no superan el 5% de la muestra.

El Antiforme del Narcea y el Manto de Somiedo (figura 5) son unidades colindantes aunque presentan algunas características distintas. Ambas están situadas dentro del Macizo Ibérico que corresponde a uno de los afloramientos del Orógeno Varisco de Europa. En el Antiforme del Narcea (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 y 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, 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

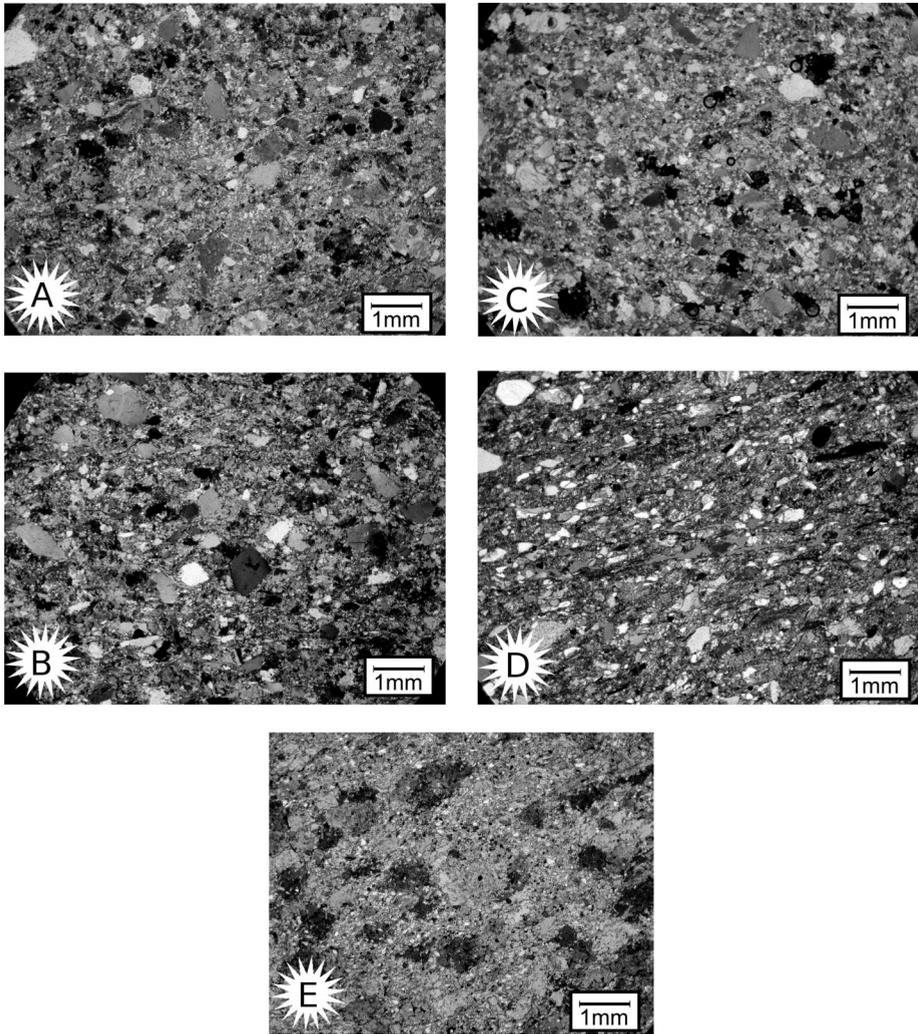


Figura 3. Fotografías de las láminas delgadas de Talas Ala Tau estudiadas. A) Subarcosa, Formación Uzunakbmat. El R_s calculado para esta muestra es 1,24 por el método R_f/\emptyset y 1,23 por el método de Fry. B) Sublitarenita, Formación Uzunakbmat. El R_s calculado para esta muestra es 1,76 por el método R_f/\emptyset y 1,5 por el método de Fry. C) 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. D) Grauvaca lítica, Formación Chokutasbl. El R_s calculado para esta muestra es 1,29 por el método R_f/\emptyset y 1,05 por el método de Fry. E) 5.3: Arenisca de la Formación Uzunakbmat, 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_f/\emptyset y 1,61 por el método de Fry.

subverticales y fallas normales (GUTIÉRREZ-ALONSO, 1992). El flanco E, por otro lado, presenta dos ventanas tectónicas: la de Narcea 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, 1977; BASTIDA *et al.*, 1984) que es la unidad más occidental de la Zona Cantábrica.

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 algunos 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 O y NO 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) generada 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 & 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: la Formación Pizarras del Narcea (LOZTE, 1956), también conocida como Pizarras de Mora, que consiste 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 & 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 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 datadas por su fauna como Eifelinse-Givetiense.

Las muestras tomadas en el Antiforme del Narcea pertenecen a la Formación Pizarras del Narcea, que tienen un "sorting" malo o muy malo y tamaño de grano fino, y al Grupo Cándana, 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 del Manto de Somiedo pertenecen a varias formaciones siliciclásticas y son, en general, cuarcitas bien seleccionadas o areniscas con muy alto contenido en cuarzo, como la Formación Herrería o la Formación Barrios; algunas de éstas presentan cemento ferruginoso, en concreto, las correspondientes a la Formación San

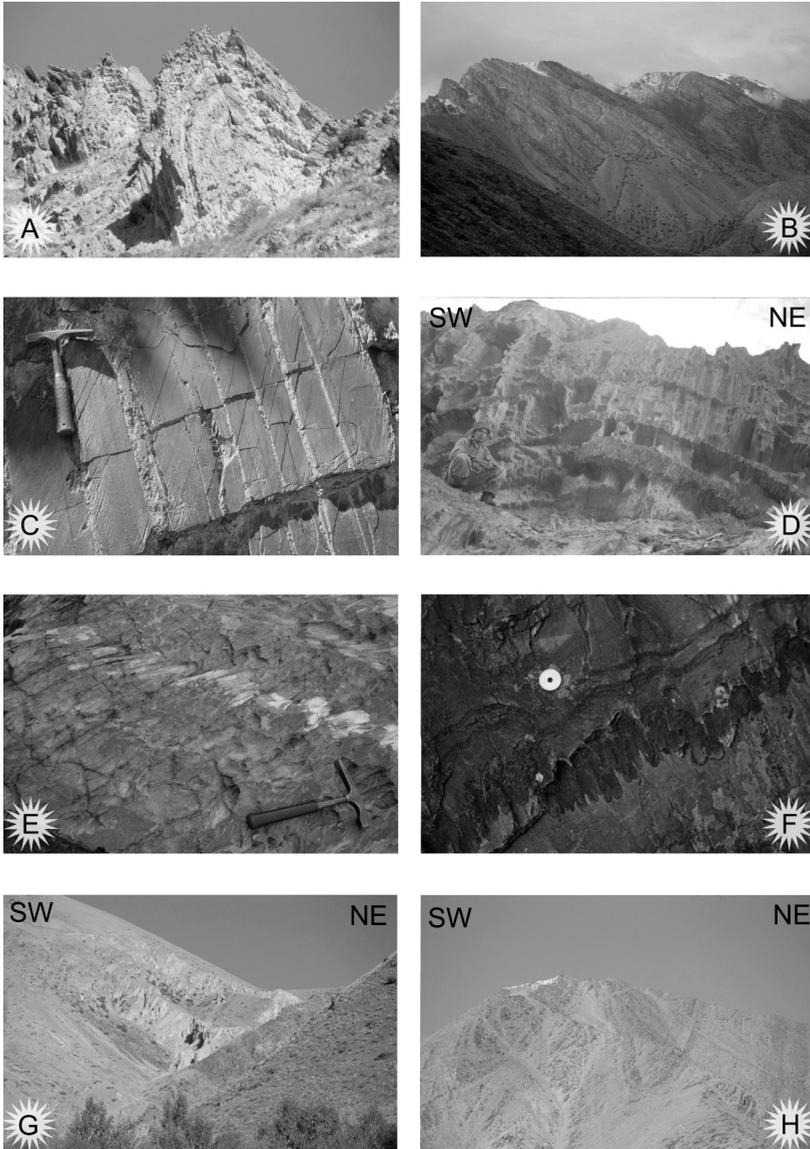


Figura 4. Fotografías de algunas estructuras que se pueden observar en Talas Ala Tau. A) Anticlinal en la Formación Karabura. B) Calizas ordovícicas discordantes sobre las rocas precámbricas. C) Ángulo entre la estratificación (S_0) y el clivaje (S_1) desarrollado en pelitas de la Formación Uzunakbmat. D) Clivaje de plano axial (S_1) en la charnela de un pliegue en la Formación Uzunakbmat. E) Estratificación (S_0) y clivaje (S_1) en rocas carbonatadas; nótese la disolución por presión. F) Roca carbonatada de la Formación Karabura en la que se observa cómo 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 figuras 7 y 8.

Pedro. En general, carecen de matriz o los porcentajes son muy bajos, en todo caso inferiores al 5% (figura 6).

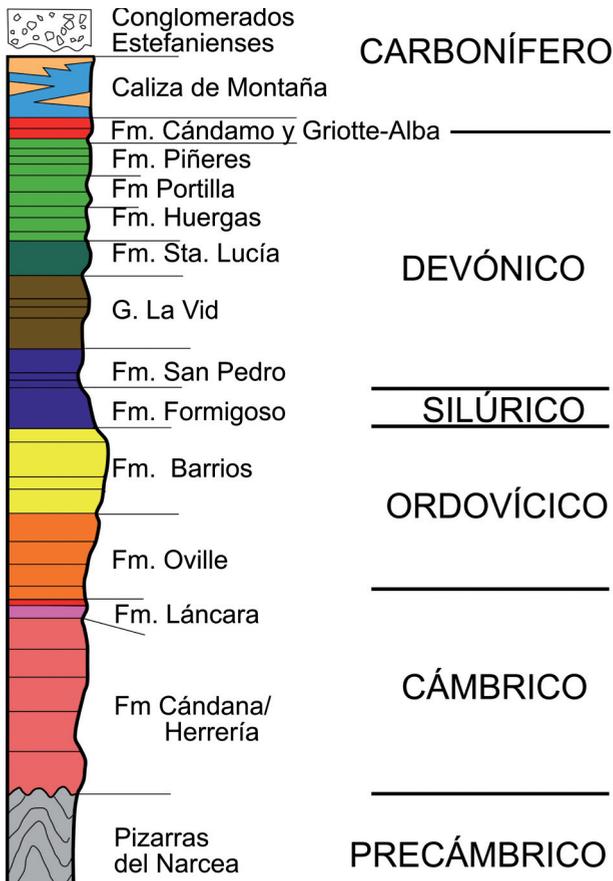
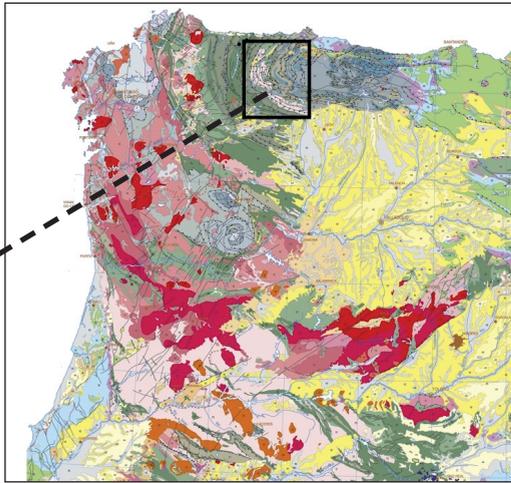
En las dos zonas estudiadas existen trabajos previos que han caracterizado la deformación finita usando métodos clásicos tipo R_f/\emptyset y Fry (KHUDOLEY, 1993; VOITENKO *et al.*, 2004; GUTIÉRREZ-ALONSO & NIETO, 1996; GUTIÉRREZ-ALONSO, 1996). Los valores de relación axial de la elipse de deformación R_s obtenidos con anterioridad por KHUDOLEY (1993) para Tien Shan oscilan entre 1,2 y 6,2 mientras que VOITENKO *et al.* (2004) proponen valores entre 1,1 y 2. En ninguno de estos trabajos se indica ningún gradiente específico en ninguna dirección. Por otro lado, Gutiérrez-Alonso & Nieto obtienen valores para la Zona Cantábrica que varían entre 1 y 3 con la característica de que éstos se incrementan hacia el O, hacia el cabalgamiento de La Espina.

METODOLOGÍA

Para la realización de este estudio se han analizado 84 láminas delgadas, 67 procedentes de Talas Ala Tau y 17 del Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo. Estas láminas delgadas estaban ya cortadas y en su mayoría ya no existía la muestra de mano de la que proceden. La mayoría de las láminas delgadas estudiadas en este trabajo fueron cortadas perpendiculares a los ejes de los pliegues y paralelas a la lineación de estiramiento siempre que ésta existiese. También se disponía de 12 láminas cortadas perpendicularmente a esta sección, de las cuales tan sólo una de ellas correspondía a la Península Ibérica. En cada una de las láminas se han hecho como mínimo tres fotografías para realizar al menos dos análisis de deformación interna por lámina, seleccionando tal y como señalan MEERE & MULCHRONE (2003) 150 granos en cada una para que los datos sean estadísticamente válidos.

Para la realización de los distintos análisis 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). Estos programas son: SAPE, utilizado para la realización de las medidas necesarias; para llevar a cabo los análisis se utilizó SAPE (MULCHRONE, MEERE & CHOUDRY, 2005). Éste ajusta la mejor elipse posible a un cuerpo con forma arbitraria, de él se obtienen todos los parámetros necesarios para realizar cualquier análisis de deformación finita (MULCHRONE & CHOUDRY, 2004); MRL (MULCHRONE *et al.*, 2003), que es un método tipo R_f/\emptyset (RAMSAY, 1967; ROBIN, 1977; RAMSAY & HUBER, 1983) utilizado para medir la deformación finita en los granos y, por último, se utilizó DTNNM (MULCHRONE, 2002), que es un método centro a centro que aplica la triangulación de Delaunay al “Nearest Neighbour Method” (RAMSAY, 1967) con el objetivo de medir la deformación finita general en la roca. En este trabajo DTNNM se usó de una forma particular, ya que dadas las características petrográficas 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

Determinación de la deformación finita en dos secciones distintas (Talas Ala Tau, Kirguistán y zona cantábrica, NO de España). Relaciones entre litología y deformación interna



separados como para que este método funcionase de forma correcta, de manera que se optó por exportar la nube de puntos que muestra el programa 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 (FRY, 1979; ERSLEV, 1988; ERSLEV & GE, 1990).

RESULTADOS

Los resultados de deformación finita obtenidos a partir de los análisis realizados se han situado geográficamente y se ha representado el valor obtenido bajo los cortes. En la figura 7 aparecen los realizados en Talas Ala Tau señalados y numerados cada uno dentro de la zona de estudio, donde el número 1 corresponde al valle de Postunbulak, el número 2 al valle de Beskol, el 3 al valle de Urmalar y el 4 al valle de Karabura. Por otro lado, la figura muestra la situación del único corte realizado a través del Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo.

En el corte del valle Postunbulak (figura 8) se puede observar que la relación entre los ejes de la elipse (R_s) de deformación es bastante variable, desde valores cercanos a 1, es decir, carentes de deformación, hasta valores superiores a 2, lo cual 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. Los resultados obtenidos para el corte del valle de Beskol (figura 9) presentan un R_s menos variable que en ningún caso sobrepasa el valor 1,8 y cuyo valor mínimo ronda 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. Menos resolutivos son los resultados obtenidos en el corte del valle de Urmalar (figura 10) donde tan sólo se han analizado tres muestras, con lo que es difícil obtener alguna conclusión. Mientras que los datos para R_s obtenidos según MRL 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. El último de los cortes analizados en Talas Ala Tau es el correspondiente al valle de Karabura (figura 11). En este corte los resultados obtenidos mediante el método MRL son bastante uniformes con valores R_s que rondan 1,4 y los obtenidos según el método de Fry son más dispares y sus valores oscilan entre 1,3 y 2,2, pese a las diferencias se observa un 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. Finalmente en la figura 12 se presenta un corte compuesto a partir de los cuatro anteriores donde se muestra la deformación finita regional para Talas Ala Tau.

Por otro lado, el corte correspondiente al Antiforme del Narcea y el Manto de Somiedo (figura 13) indica unos valores de deformación finita en general más bajos que los obtenidos para las muestras de Kirguistán y

Determinación de la deformación finita en dos secciones distintas (Talas Ala Tau, Kirguistán y zona cantábrica, NO de España). Relaciones entre litología y deformación interna

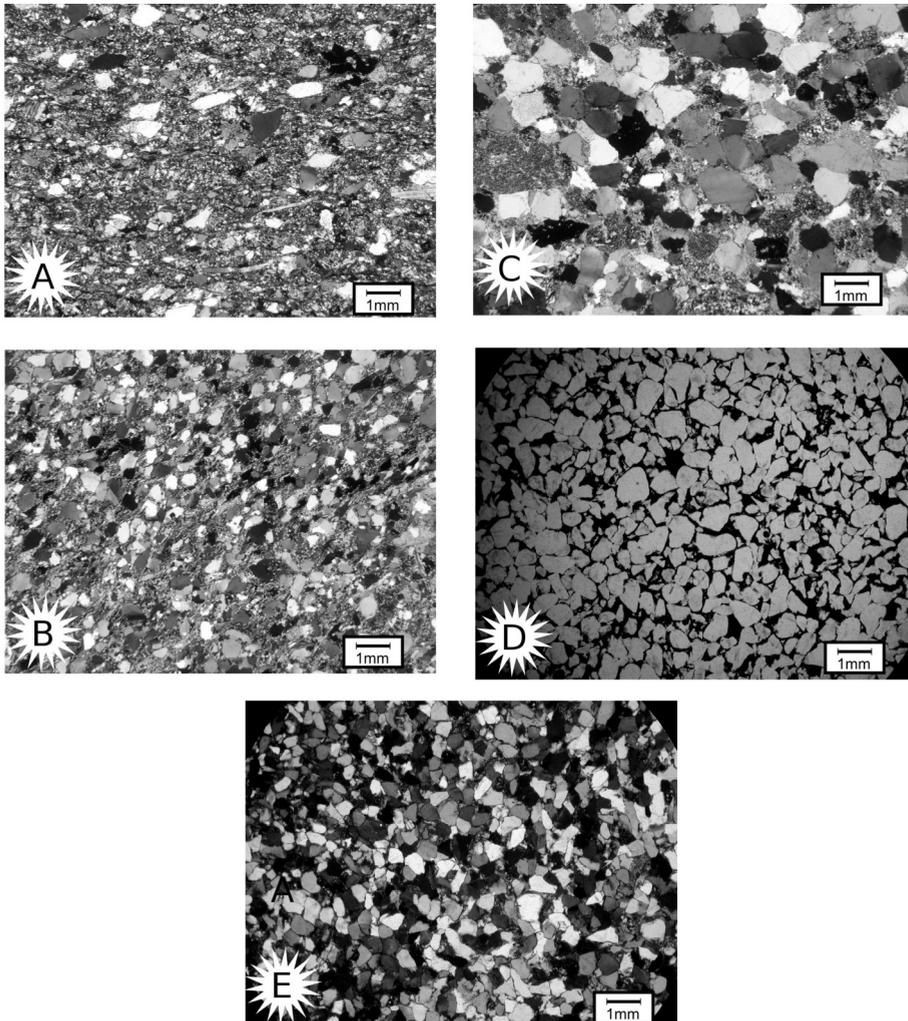


Figura 6. Fotografías de las láminas delgadas estudiadas procedentes de las distintas rocas presentes en el Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo. A) Imagen de lámina delgada de la Formación Pizarras del Narcea en la que se puede observar la mala granoselección y la gran abundancia de matriz. El R_s calculado para esta muestra es 1,53 por el método R_f/\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 muestra es 1,3 por el método R_f/\emptyset y 1,63 por el método de Fry. C) 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_f/\emptyset y 1,1 por el método de Fry. D) 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_f/\emptyset y 1,06 por el método de Fry. E) 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.

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 O 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, en las muestras de la Zona Cantábrica las estructuras se producen sin que se observe una deformación finita que modifique sustancialmente sus características originales, si bien ésta presenta unas características muy homogéneas, 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 (muestras 15 y 16) que alcanzan valores mayores, probablemente relacionados precisamente con la proximidad a este cabalgamiento y a otros dos menores muy próximos.

Para comprobar la forma general de los elipsoides se han representado en dos gráficos de Flinn (FLINN, 1956) las 12 muestras de las que se disponía de las dos secciones (figura 14), uno para cada método utilizado. En éstos 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 MRL 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 MRL 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 MRL como para el método de Fry. Sin embargo, sabemos por trabajos previos (GUTIÉRREZ-ALONSO & NIETO, 1996) que la forma general de los elipsoides en la zona de estudio es aplastada.

También se han representado los distintos valores obtenidos de R_s en función de las diferentes características petrográficas ya que todas esas diferencias pueden condicionar la medida de deformación finita. Así en la figura 15A se puede observar la relación entre R_s y la cantidad de matriz. En la figura 15B la existente entre R_s y el tamaño de grano. Además se ha hallado para las muestras de Talas Ala Tau, dado que las muestras de la Zona Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa carecen de estos componentes, la relación entre R_s y el porcentaje de carbonato, fragmentos de roca y feldespatos (figura 16A, B y C respectivamente).

Además se han analizado los tipos de población a los que pertenece la deformación finita en cada una de las dos regiones estudiadas y para cada método. Para ello hemos elaborado histogramas de frecuencias en los que se ha representado la frecuencia de las relaciones axiales medidas para cada método y región estudiada además de realizar una pequeña estadística (figura 17) y se ha realizado un análisis fractal (figura 18). Se observa que la población resulta ser log-normal tanto las muestras de Talas Ala Tau como las de la Península Ibérica individualmente, como representadas a la vez pese a que las rocas de las dos zonas son bastante diferentes. Además, al

Determinación de la deformación finita en dos secciones distintas (Talas Ala Tau, Kirguistán y zona cantábrica, NO de España). Relaciones entre litología y deformación interna

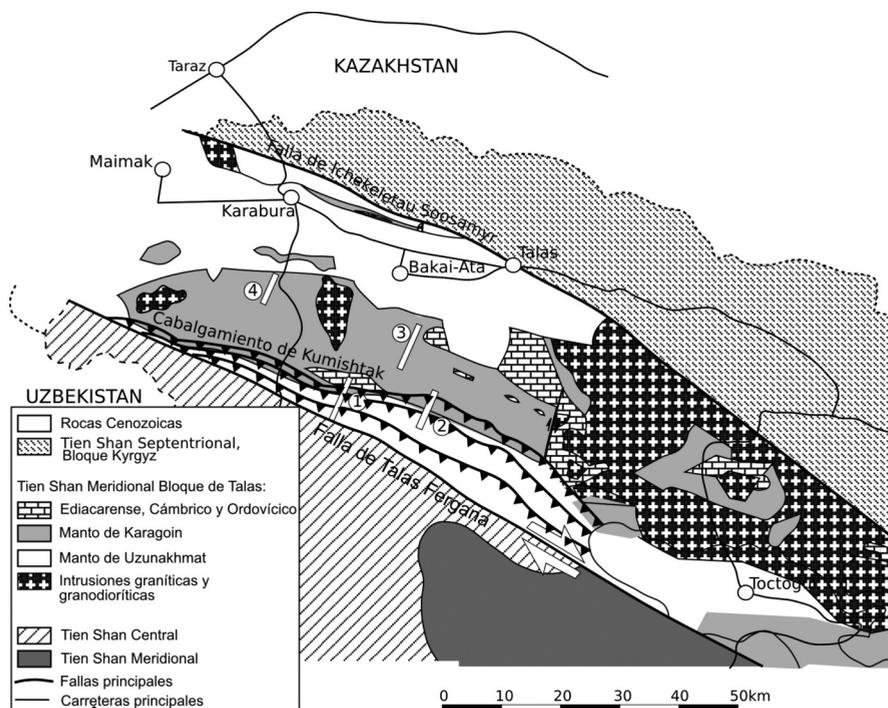


Figura 7. Situación de los cortes geológicos dentro de la zona de estudio, tomado de ABAD et al. (2003a).

comparar los datos numéricos podemos observar que las desviaciones típicas obtenidas en ambos casos son prácticamente idénticas.

Muchos fenómenos geológicos y naturales son invariables en función de la escala; es decir, resulta difícil o imposible conocer el tamaño del mismo en una fotografía si no existe al lado una escala, como ocurre, por ejemplo, con los pliegues, conjuntos de fracturas y fallas. Esta invariabilidad se da también en los terremotos, las erupciones volcánicas, los depósitos minerales, la cristalización de algunos minerales, la disposición de una hoja de helecho o el romanescu que es un tipo de brócoli. Basándose en estos fenómenos, MANDELBROT en 1967 introdujo el concepto "fractal". Existen distintos tipos de fractales, autosimilares, como las poblaciones de fracturas (MARRET & ALLMENDIGER, 1991, 1992; TURCOTE, 1992; ARCOS FERNÁNDEZ, 1999), autoafines, como la distribución de pliegues en un sinclinorio (WU, 1993) y multifractales, que son fenómenos en los que se observan más de dos comportamientos fractales simultáneos. Pese a sus diferencias significan aproximadamente lo mismo, algo que es fractal se comporta igual (en el caso de los autosimilares) o parecido (en el caso de los autoafines) independientemente de la escala en la que se mida. El análisis fractal de R_s para cada método y zona (figura 18) muestra que la deformación finita se

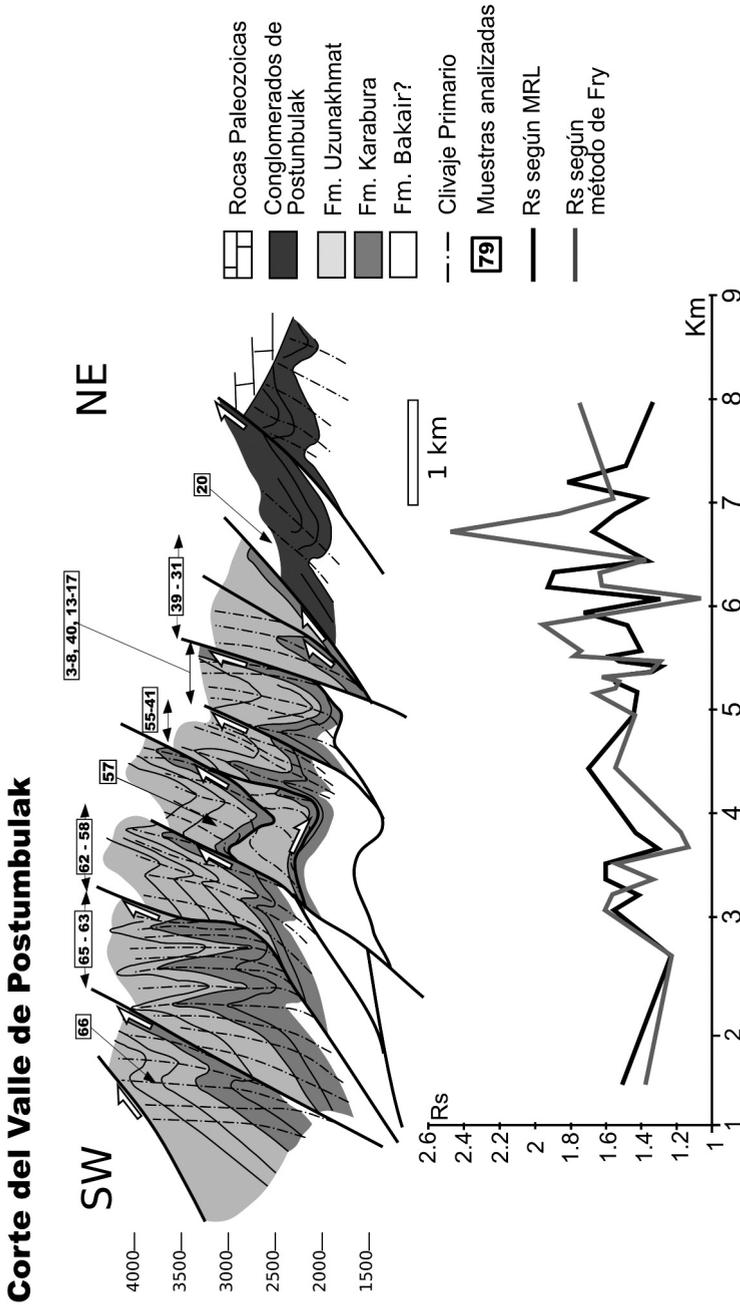


Figura 8. Corte geológico realizado a través del valle de Postumbulak basado en ABAD et al. (2003a), bajo el se muestra la variación de la deformación finita medida con MRL y con el método de Fry a lo largo del mismo.

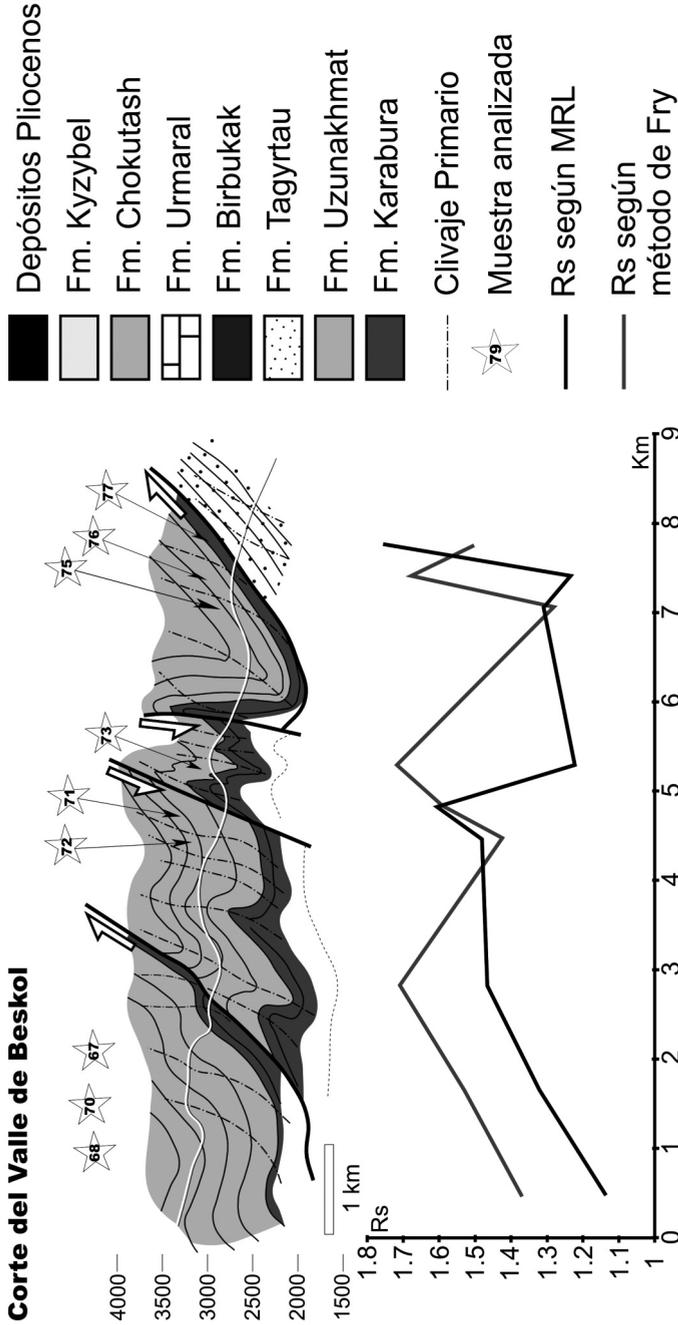


Figura 9. Corte geológico del valle de Beskol modificado de ABAD et al. (2003a), bajo el aparece la variación de la deformación finita medida en él.

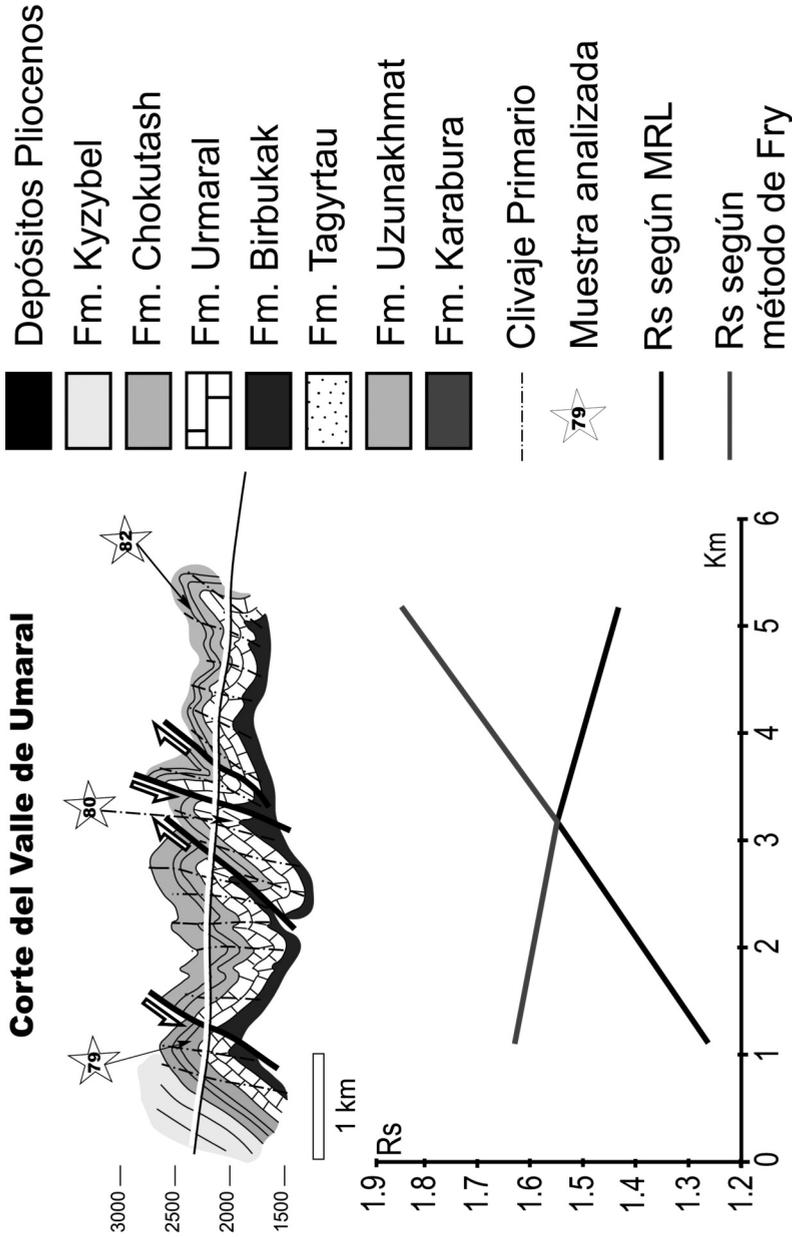


Figura 10. Corte geológico realizado en el valle de UrmaraI basado en ABAD et al. (2003), bajo el aparece la deformación finita medida en las muestras procedentes de este valle.

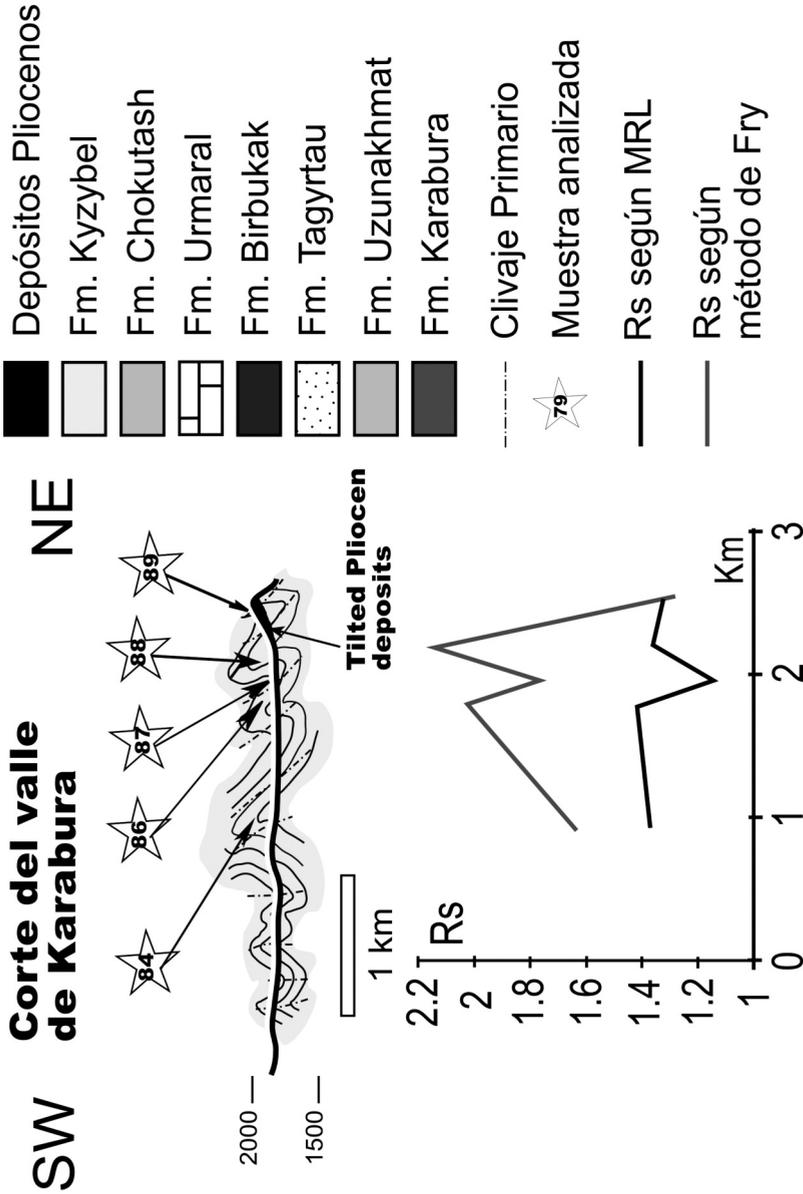


Figura 11. Corte geológico del valle de Karabura tomado de ABAD et al. (2003a), bajo el se muestra la variación de la deformación finita a lo largo del mismo.

Determinación de la deformación finita en dos secciones distintas (Talas Ala Tau, Kirguistán y zona cantábrica, NO de España). Relaciones entre litología y deformación interna

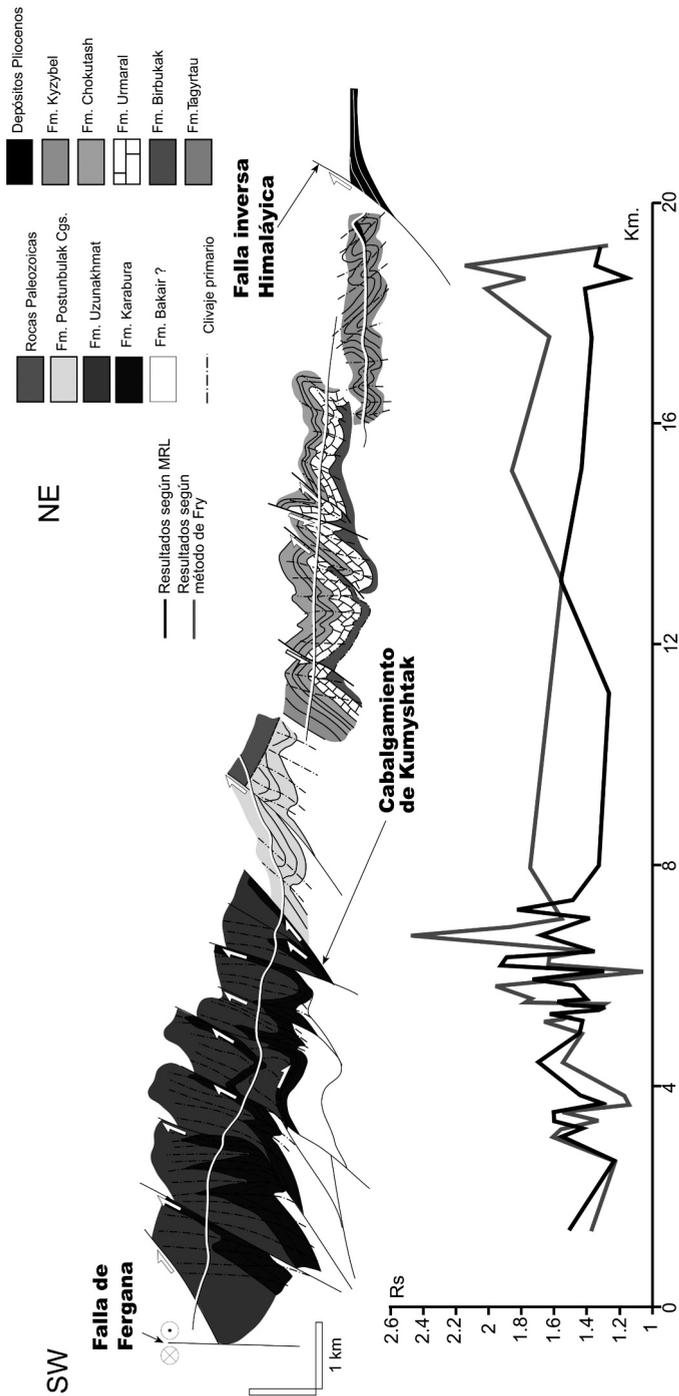


Figura 12. Corte compuesto de Talas Ala Tau basado en ABAD et al. (2003a), elaborado con los cortes de Postunbulak, UrmaraI y Karabura donde se indican las relaciones entre las unidades y secciones estudiadas, bajo el se muestra la variación de la deformación finita a lo largo del mismo.

Determinación de la deformación finita en dos secciones distintas (Talas Ala Tau, Kirguistán y zona cantábrica, NO de España). Relaciones entre litología y deformación interna

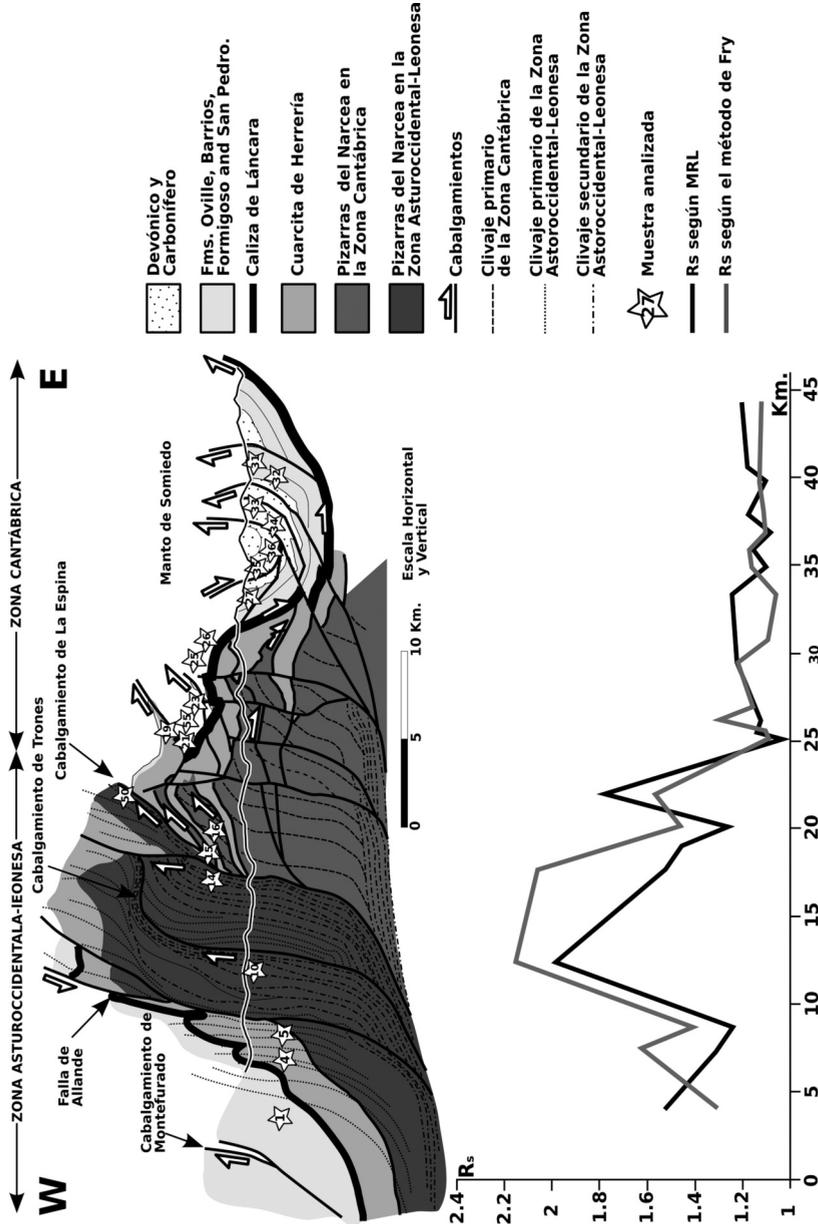


Figura 13. Corte del Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo basado en GUTIÉRREZ ALONSO (1992). Bajo él se muestra la variación de la deformación finita a lo largo del mismo.

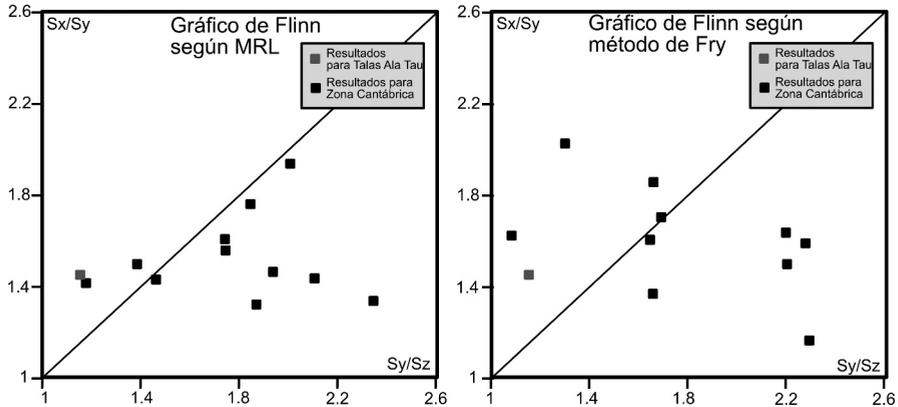


Figura 14. Gráficos de Flinn obtenidos a partir de las muestras de las que se poseían dos secciones. Como se puede observar la mayor parte de las muestras coinciden en el campo de los elipsoides aplastados o intermedios.

comporta fractalmente en cada una de las regiones estudiadas, sin embargo, y al contrario que con el tipo de población, al representar ambas poblaciones juntas no se comportan como una única sino que se pueden observar ambas.

Por último, se realizó una comparación entre los dos métodos utilizados MRL y Fry (figura 19). Es importante destacar que cada uno de los dos métodos utilizados miden de forma distinta la deformación finita y que por ello es útil el uso de ambos a la vez con el objetivo de determinar la deformación interna en los granos y en el total de la roca. También es cierto que pese a estas diferencias ambos métodos miden en teoría lo mismo, por lo tanto el resultado debe ser similar. Como era esperado entre los dos métodos existe una correlación, aunque no es óptima, pero existe.

DISCUSIÓN

Tras representar gráficamente el tamaño medio, cantidad de matriz frente a R_s de las muestras estudiadas tanto para el método MRL como para el método de Fry (figuras 15 y 16) se aprecia que no existe ninguna correlación entre ninguno de los parámetros y R_s . En la gráfica del tamaño medio de grano los puntos correspondientes a las muestras procedentes de la Península Ibérica, se observan 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 1,0, es decir, las muestras que apenas presentan deformación interna. Aunque puede parecer que existe una correlación entre la deformación y el

Determinación de la deformación finita en dos secciones distintas (Talas Ala Tau, Kirguistán y zona cantábrica, NO de España). Relaciones entre litología y deformación interna

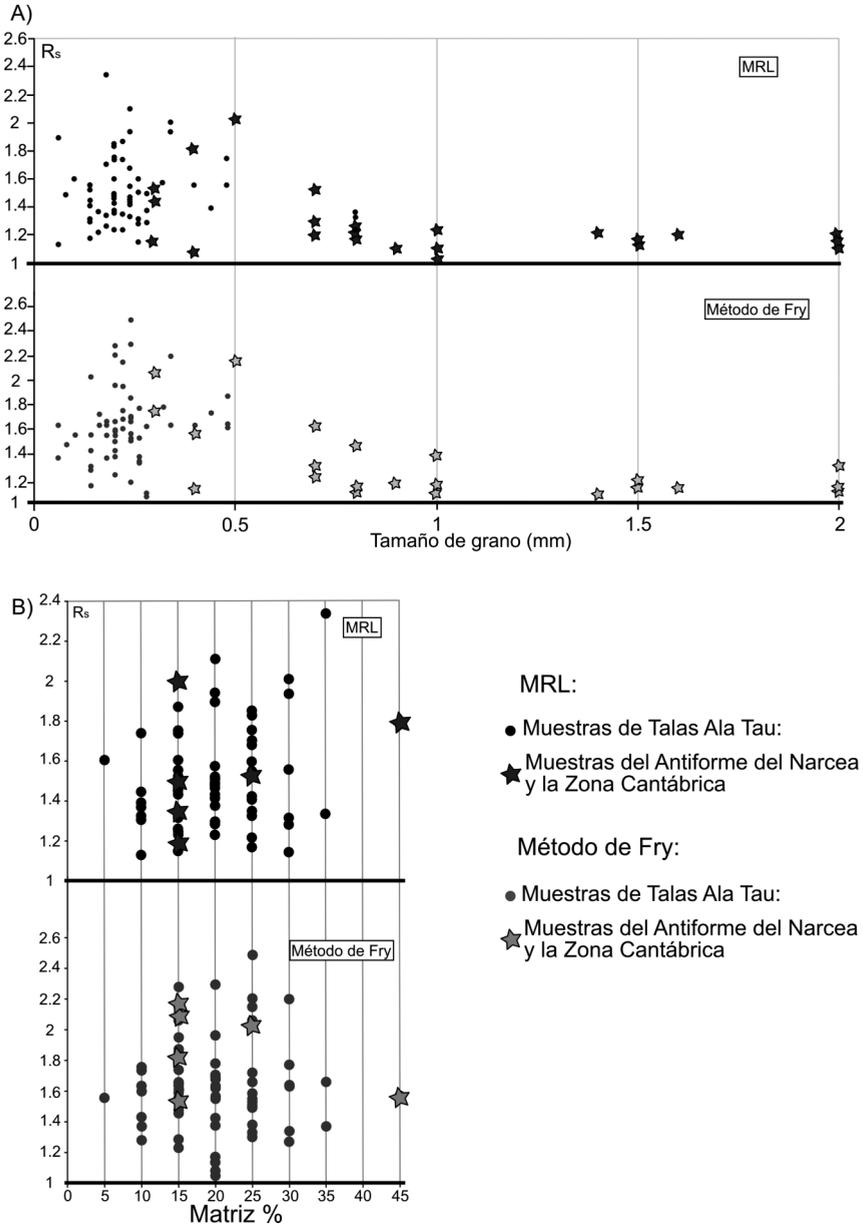


Figura 15. A) Relación entre el tamaño de grano y la relación axial de la elipse de deformación según los resultados obtenidos con MRL arriba y con el método de Fry debajo. B) Relación entre la proporción de matriz y R_s donde los resultados obtenidos con MRL son los que aparecen arriba mientras que los obtenidos con el método de Fry aparecen debajo.

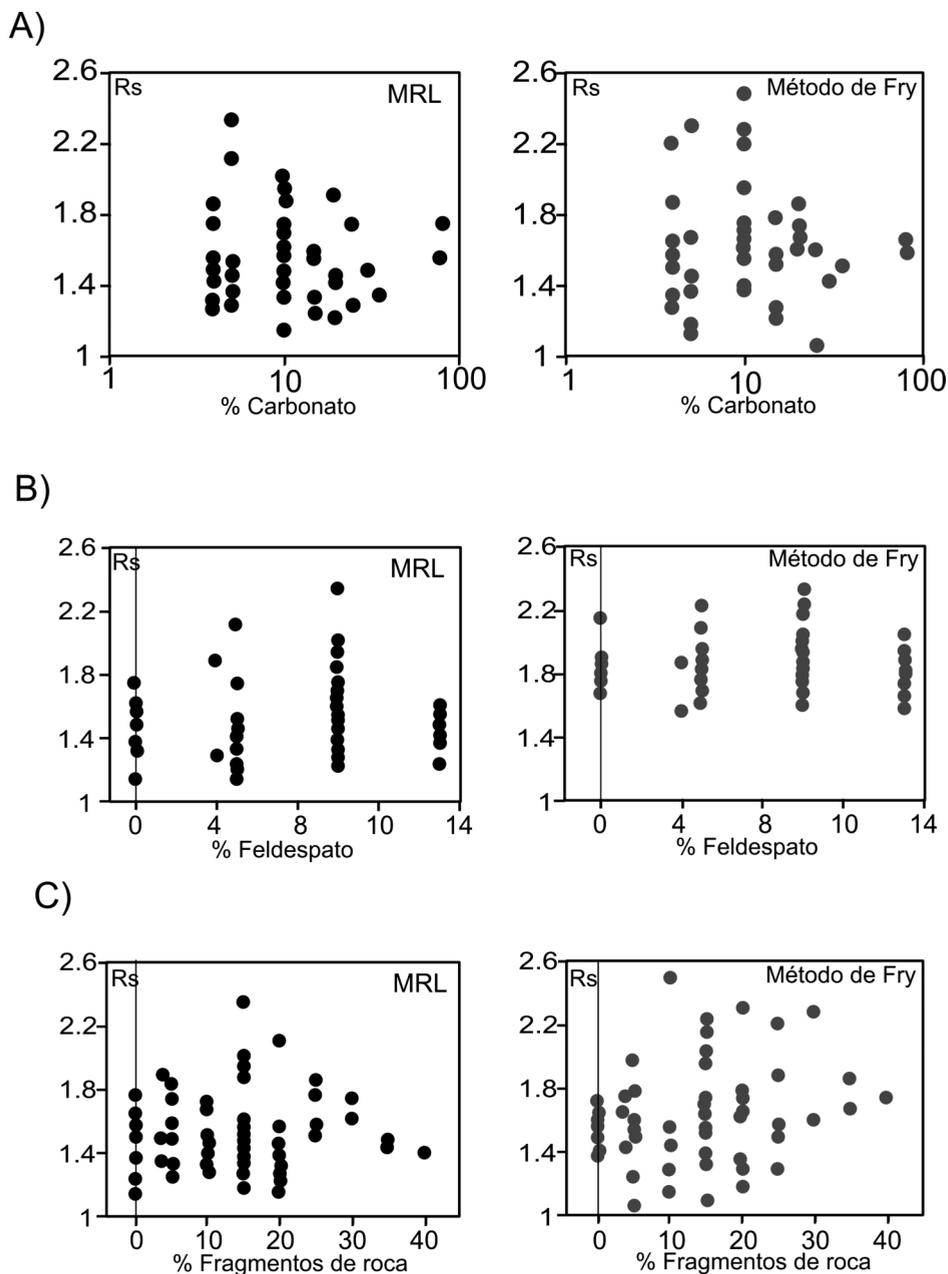


Figura 16. A) Relación entre la proporción de carbonato y R_s para las muestras de Talas Ala Tau. B) Relación entre la cantidad de feldespato y R_s para las muestras de Talas Ala Tau. C) Relación entre el porcentaje de fragmentos de roca y R_s para las muestras de Talas Ala Tau.

Determinación de la deformación finita en dos secciones distintas (Talas Ala Tau, Kirguistán y zona cantábrica, NO de España). Relaciones entre litología y deformación interna

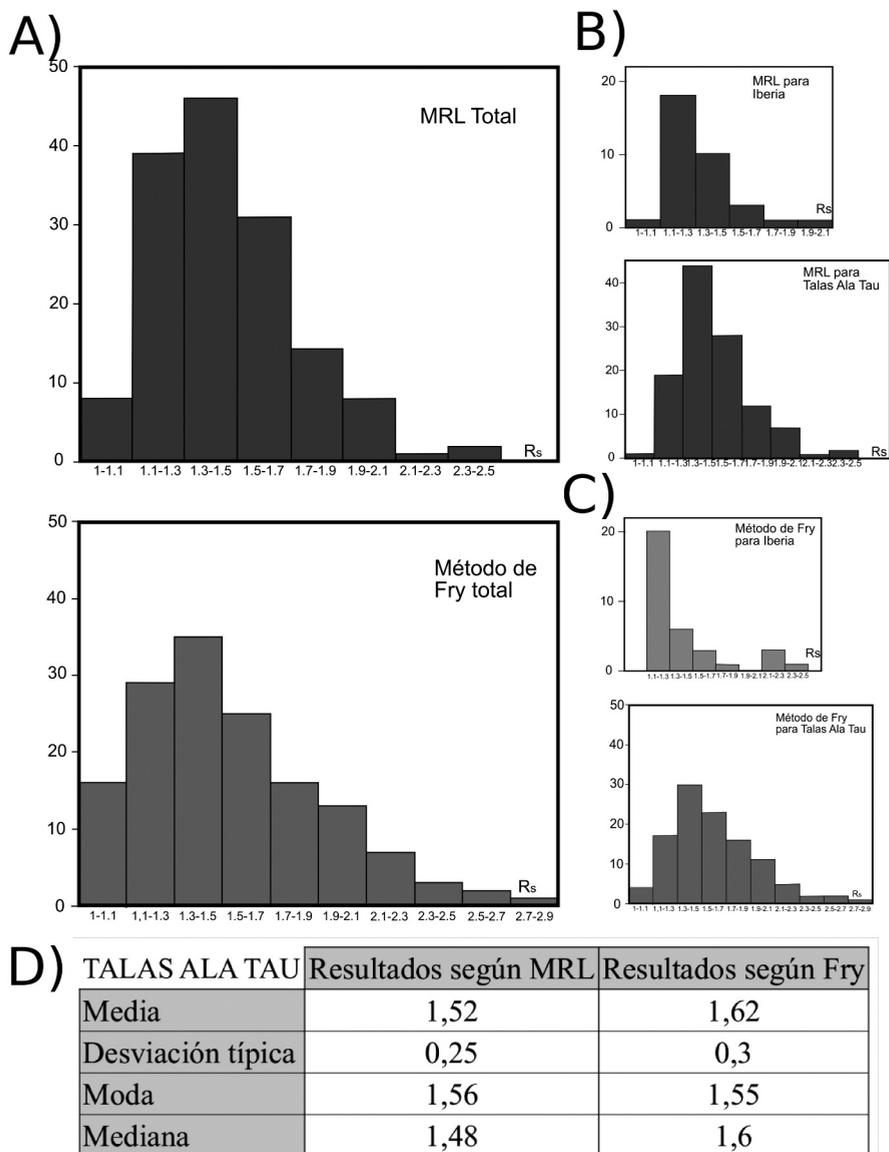


Figura 17. Resultados estadísticos obtenidos de este estudio: A) A la izquierda aparece la distribución de frecuencias de R_s incluyendo todas las muestras, tanto las de Talas Ala Tau como las de la Península Ibérica. B) A la derecha arriba aparecen las distribuciones de frecuencias de los resultados obtenidos en Talas Ala Tau y el Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo para el método MRL. C) A la derecha abajo aparecen las distribuciones de frecuencias de los resultados obtenidos en Talas Ala Tau y el Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo para el método de Fry. D) Abajo centrado, resultados estadísticos para Talas Ala Tau y el Antiforme del Narcea y Manto de Somiedo.

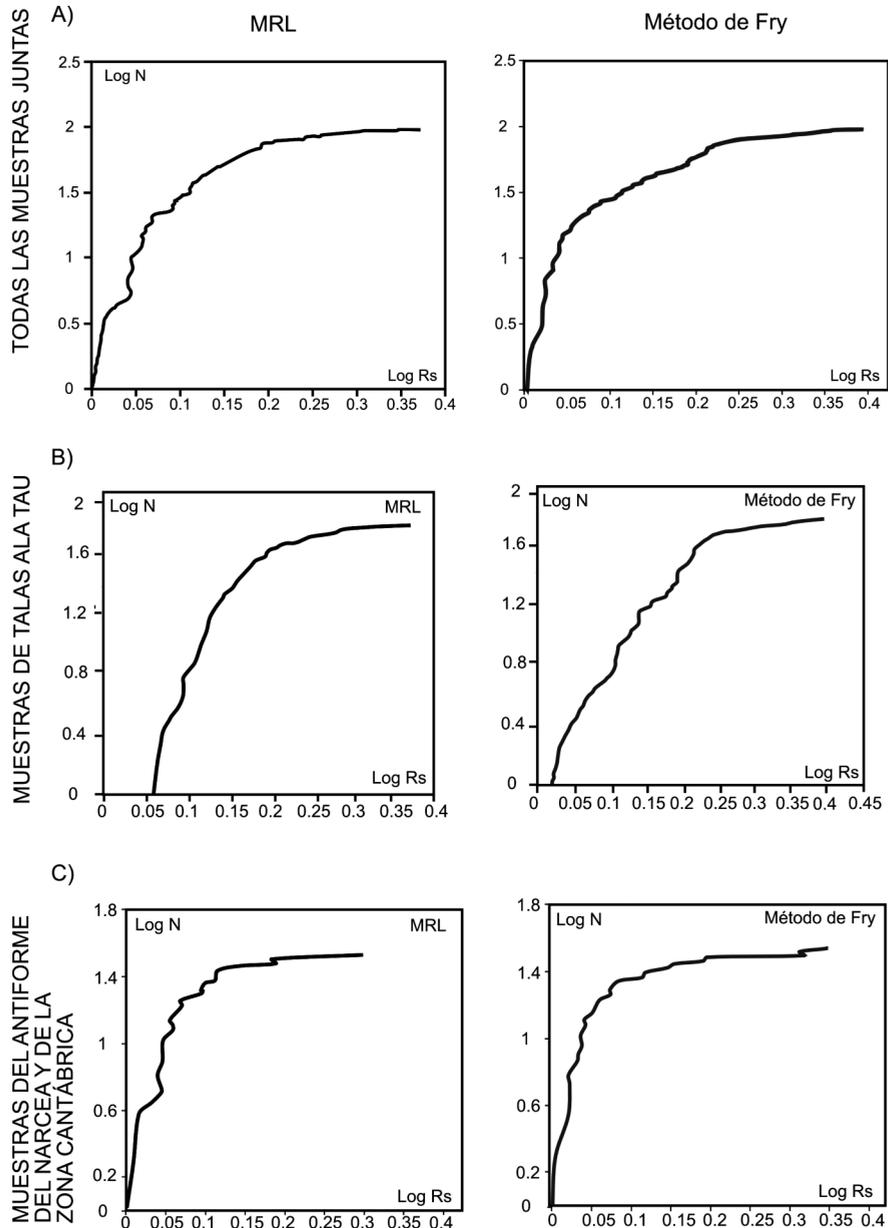


Figura 18. A) Representación del logaritmo de R_s contra el de N de todas las muestras estudiadas con MRL y método de Fry; se pueden observar dos poblaciones.

B) Representación del logaritmo de R_s contra el de N para los resultados obtenidos con MRL y el método de Fry para las muestras de Talas Ala Tau. C) Representación del logaritmo de R_s contra el de N para los resultados obtenidos con MRL y el método de Fry para las muestras tomadas en el Antiforme del Narcea y el Manto de Somiedo.

Determinación de la deformación finita en dos secciones distintas (Talas Ala Tau, Kirguistán y zona cantábrica, NO de España). Relaciones entre litología y deformación interna

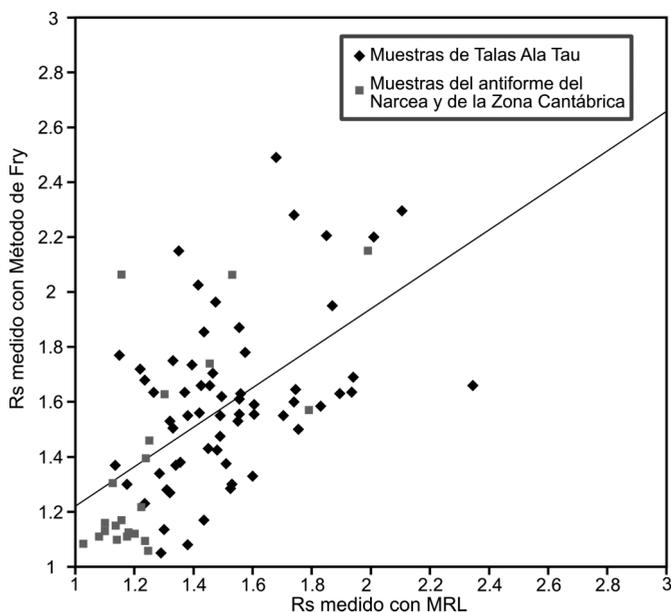


Figura 19. Relación entre la medida de deformación obtenida con MRL y el método de Fry.

tamaño de grano, esta conexión es un artefacto. Estas dos tendencias se explican por la coincidencia y por el diferente estilo de deformación que caracteriza a las zonas internas y externas de los orógenos, y ya que, en este caso en particular, la mayoría de las muestras tomadas en una zona interna de un orógeno y, por lo tanto, más deformadas internamente, son las de menor tamaño de grano, en concreto todas las tomadas en la Formación Pizarras del Narcea. De la misma manera las relaciones entre la proporción de carbonato, feldespato y fragmentos de roca medida en las muestras estudiadas de Talas Ala Tau y R_s resultaron ser también inexistentes. La ausencia de correlación entre los parámetros petrológicos y R_s indica que estos parámetros no ejercen ningún control sobre las medidas de deformación efectuadas en ninguno de los dos casos de estudio.

Por otro lado y aunque los datos regionales presentados anteriormente muestran 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 tanto representados de forma separada como en conjunto (figura 17). 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 asumible que todas las zonas de bajo grado de deformación interna se comporten de la misma manera. Esta conclusión está apoyada por el hecho de que las desviaciones típicas sean casi idénticas en ambos

casos. Sin embargo, las poblaciones fractales (figura 18) no se comportan como una única al mostrarse juntas, lo que indica que han existido diferentes mecanismos de deformación interna en cada una de las regiones. Esta afirmación apoya la hipótesis propuesta por ABAD *et al.* (2003a) de que ambos cinturones de pliegues y cabalgamientos tienen un origen muy distinto.

Los resultados obtenidos con ambos métodos correlacionan aunque sea de forma grosera (figura 19). Esto indica que los resultados obtenidos con ambos métodos son comparables en muestras con bajas tasas de deformación independientemente de la cantidad de matriz, tamaño de grano u otras características petrográficas.

CONCLUSIONES

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.

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 en principio con ambientes geodinámicos diferentes (figuras 8 a 13). Aun así, y en general, Talas Ala Tau está más deformado, lo que concuerda 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.

Los resultados obtenidos para Talas Ala Tau son en parte diferentes a los presentados en el estudio de KHUDDOLEY (1993) y, sin embargo, son similares a los presentados por VOITENKO *et al.* (2004). No obstante, sorprende que el valor de la deformación finita sea tan grande en una zona de tan bajo metamorfismo. Mientras, los resultados obtenidos para las muestras del Antiforme del Narcea y el Manto de Somiedo son muy parecidos, aunque algo menores, a los presentes en trabajos previos.

Mientras que en las muestras procedentes de Talas Ala Tau 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 y sin embargo no se observa en esta región ningún gradiente de deformación en una dirección concreta, hacia la parte más interna del orógeno. En las muestras tomadas en la Península Ibérica se observa una deformación en el Manto de Somiedo muy baja o nula sin que se aprecie ningún gradiente hacia el O 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. Por otra parte, 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. Además 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.

No ha sido posible evaluar en las muestras procedentes de Talas Ala Tau qué 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.

Del estudio realizado también se ha podido conocer que los resultados obtenidos no dependen de la litología, composición mineral o tamaño de grano. También, que los dos métodos distintos utilizados son comparables.

Además, los resultados obtenidos con cada uno de los métodos representan poblaciones log-normal tanto individualmente como en conjunto 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.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado con el proyecto CGL2006-00902 (Oroclinales y Delaminación: Relaciones y Efectos) del Ministerio de Educación y Ciencia y por una "Ayuda destinada a contratar Personal Investigador de reciente titulación universitaria" de la Junta de Castilla y León.

BIBLIOGRAFÍA

- 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.; ALDZHANOV, 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.
- 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. (1984): Geometría y evolución estructural del Manto de Somiedo (Zona Cantábrica, NO de España). *Bol. IGME*, **95** (6): 517-539.
- 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.
- CRESPO ZAMORANO, A. (1982): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000, 2.ª 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.
- 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.
- 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, NO Spain). *Terra Nova*, **19**: 469-475.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (1987): *La estructura de la parte Norte de la Ventana Tectónica del Narcea*. Seminario de Investigación. Univ. Oviedo, 102 pp.
- 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 pp.
- 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. (2004): La transición de la Zona Asturoccidental-Leonesa con la Zona Cantábrica: el Antiforme del Narcea. In: *Geología de España* (edit. VERA, J. A.). SGE-IGME, Madrid, pp. 52-54.

- GUTIÉRREZ-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, G. & 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.
- GUTIÉRREZ ALONSO, G.; VILLAR ALONSO, P. & MARTÍN PARRA, L. M. (1990): La Estructura del Antiforme del Narcea. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, **15**: 271-279.
- 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.; MARCOS, A. & 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 (2.ª Serie)*. IGME, Madrid.
- JULIVERT, M.; PELLO, J. & FERNÁNDEZ GARCÍA, L. (1968): La estructura del Manto de Somiedo (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, **2**: 1-44.
- 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.; APAYAROV, F. H. & BECKER, A. (1988): The epibaicalic Precambrian of Tien Shan. *Ilim, Frunze*: 127-143. En ruso.
- KISELEV, V. V. & KOROLEV, V. G. (1981): Paleotectonics of the Tien Shan Precambrian and Lower Paleozoic. *Ilim, Frunze*. 60 pp. 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.
- LOTZE, F. (1956): Das Präkambruiun 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*. 150 pp. En ruso.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NO de España). *Trabajos de Geología*, **6**: 3-113.
- 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.
- 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. (2002): Application of Delaunay triangulation to the nearest neighbour method of strain analysis. *Journal of Structural Geology*, **25**: 689-702.
- MULCHRONE, K. F. (2005): An analytical error for the mean radial length method of strain analysis. *Journal of Structural Geology*, **27**: 1658-1665.
- MULCHRONE, K. F. & CHOUDHURY, K. R. (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. (2001): A Windows program for the analysis of tectonic strain using deformed elliptical markers. *Computers and Geosciences*, **27**: 1253-1257.

- MULCHRONE, K. F.; MEERE, P. A. & CHOUDHURY, K. R. (2005): SAPE: a program for semi-automatic parameter extraction for strain analysis. *Journal of Structural Geology*, **27** (11): 2084-2098.
- 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.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1971): La Ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León). *Breviora Geol. Asturica*, **15**: 7-13.
- 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, 307 pp.
- 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 1:2.000.000*. SGE-IGME, Madrid.
- SENGÖR, A. M. C. & NATAL'IN, B. A. (1996): *Paleotectonics of Asia: fragments and synthesis*. In: *The tectonic evolution of Asia* (edits. YIN, A. & HARRISON, M.). Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 486-640.
- 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.
- VOITENKO, V.; KHUDDOLEY, A. & GERTNER, I. (2004): Influence of Strain on the Chemical Composition of Low-Grade Metamorphic Sandstones: Example from Talass Ala Tau, Kyrgyzstan. *GeoLines*, **17**: 100-101.
- WU, S. (1993): Fractal strain distribution and its implication for cross-section balancing. *Journal of Structural Geology*, **15**: 1497-1507.

ANEXO

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 una K y las procedentes del NO de Iberia con SOM.

Determinación de la deformación finita en dos secciones distintas (Talas Ala Tau, Kirguistán y zona cantábrica, NO de España). Relaciones entre litología y deformación interna

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
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
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

Determinación de la deformación finita en dos secciones distintas (Talas Ala Tau, Kirguistán y zona cantábrica, NO de España). Relaciones entre litología y deformación interna

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
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
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