

La cristalinidad de la illita y las temperaturas de las últimas etapas de deformación en la zona de cizalla extensional de Santa María de La Alameda (Sistema Central, España)

Cristallinity of illite and temperature in the late deformation stages of the Santa María de la Alameda Extensional Shear Zone (Central System, Spain)

M. Tsige, R. Capote y F. Martín-González

Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Geología, 28040-Madrid
meaza@geo.ucm.es

ABSTRACT

The illite crystallinity index of Kubler (IC) has been studied to establish the conditions of the last deformation stages in the Santa María de la Alameda shear zone. For this study, it has been used mainly the fine grained fraction of the samples (less than 2 mm) which is concentrated along small brittle fractures and zones of protocataclastic material. The studied rocks give "illite crystallinity index" values between 0.35 D^o2q and 0.25 D^o2q, pointing to deformation conditions at temperatures which denotes a retrograde metamorphism zone belonging to the epizone and anquizone. These results indicate a retrogradation condition for the late brittle deformation stage of the Santa María de Alameda fault, in temperatures range between 255 and 200° C.

Key words: Illite crystallinity, shear zone, mylonite, brittle deformation, epizone, anquizone, retrograde metamorphism, temperature

Geogaceta, 32 (2002), 19-22
ISSN:0213683X

Introducción

La zona de cizalla de Santa María de la Alameda es una zona de falla extensional desarrollada durante la exhumación de las formaciones metamórficas de alto grado del Sistema Central, en el comienzo de la etapa tardihercínica denominada Malagón (Capote et al, 1987; Capote et al, 2000). Su actividad se inició al final del pico del metamorfismo regional hercínico y produjo la deformación dúctil de ortogneises y metasedimentos en un contexto de metamorfismo retrogrado que continuó, según descendía la temperatura, hasta un momento anterior al emplazamiento del macizo granítico tardihercínico de Las Navas del Marqués, cuya edad ha sido establecida en 302 ± 4 Ma (Casillas et al, 1999). Se formó así una zona compleja, de alrededor de 1 km de ancho, formada por dos cinturones anastomosados de rocas miloníticas (Figura 1) en las que es posible observar un buen registro de la evolución del proceso de deformación y retrogradación. Tanto la mineralogía de los materiales como la sucesión de mecanismos de deformación y la geometría fractal de los bordes de grano del cuarzo, han permitido establecer las temperaturas a lo largo del proceso de deformación progresiva de las

milonitas, habiéndose encontrado una secuencia que va desde los 450-500°C hasta menos de 300°C (Martín-González, 1999). Se ha podido observar también que la anchura de las bandas miloníticas fue reduciéndose, dando lugar a cinturones de rocas muy evolucionadas, que llegan a ser rocas de falla de baja temperatura, quedando fuera zonas de milonitas y blastomilonitas menos evolucionadas y formadas a temperaturas más altas. Se ha encontrado también que las rocas de menor temperatura y más evolucionadas se concentran principalmente a techo de la zona de cizalla, en el cinturón milonítico meridional.

Existe evidencia estructural de que la deformación continuó en condiciones de tipo frágil, de tal manera que hay registro de etapas de deformación más tardía en las condiciones de zonas corticales más superficiales, por encima del límite dúctil-frágil. Para establecer las temperaturas de deformación de las etapas finales del proceso se ha realizado un estudio de cristalinidad de la illita mediante difracción de Rayos-X, en las partículas correspondientes a la fracción fina. Para ello se han estudiado una serie de 13 muestras a lo largo de una transversal en el extremo occidental del cinturón Sur de milonitas.

Los materiales estudiados

Las rocas de falla estudiadas fueron tomadas en dos bandas del cinturón Sur (A y B, Figura 1) separadas por un cuerpo de granitoides deformados. La primera banda (A), situada más al sur, tiene una anchura de 120 m y contiene milonitas cuarzo-feldespáticas, formadas a partir de granitoides moscovíticos, que aparecen localmente en forma de lentejones relictos, menos deformados. El conjunto de estas milonitas de la banda A está fuertemente transformado, debido a una posible circulación de fluidos posteriormente a los procesos de cizalla dúctil. En el Microscopio óptico se ve la transformación "in situ" de la mayoría de los cristales de feldespato en un agregado de cuarzo y micas de grano muy fino dispuestas al azar. Se observan, además, minerales del grupo de la epidota y cierta cantidad de sulfuros. La banda B, situada al Norte y con una anchura de 30 m, comprende milonitas con mayor proporción de matriz, alcanzándose en algunos niveles facies de tipo ultramilonita. Superpuesta a la deformación dúctil milonítica hay una deformación frágil que se manifiesta por la aparición de fracturas que desplazan y deforman la foliación milonítica. En ella se observa una fase de deformación más

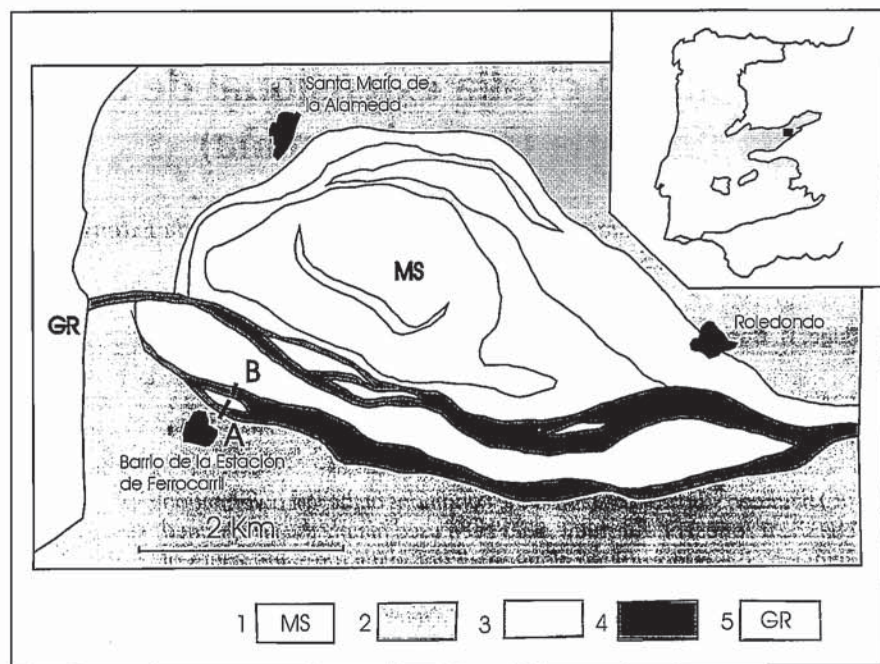


Fig. 1.- Situación regional y esquema geológico de la Zona de Cizalla de Santa María de la Alameda. 1, Metasedimentos. 2, Gneises glandulares. 3, Granito deformado. 4, Materiales de la Zona de Cizalla. 5, Granitoides tardihercínicos. A y B, transversales estudiadas en la Banda Sur.

Fig. 1.- Regional setting and geological sketch of the Santa María de la Alameda Ductile Shear Zone. 1, Metasediments. 2, Augengneisses. 3, Deformed granite. 4, Shear Zone materials. 5, Late hercynian granitoids. A and B, studied profiles across the South belt.

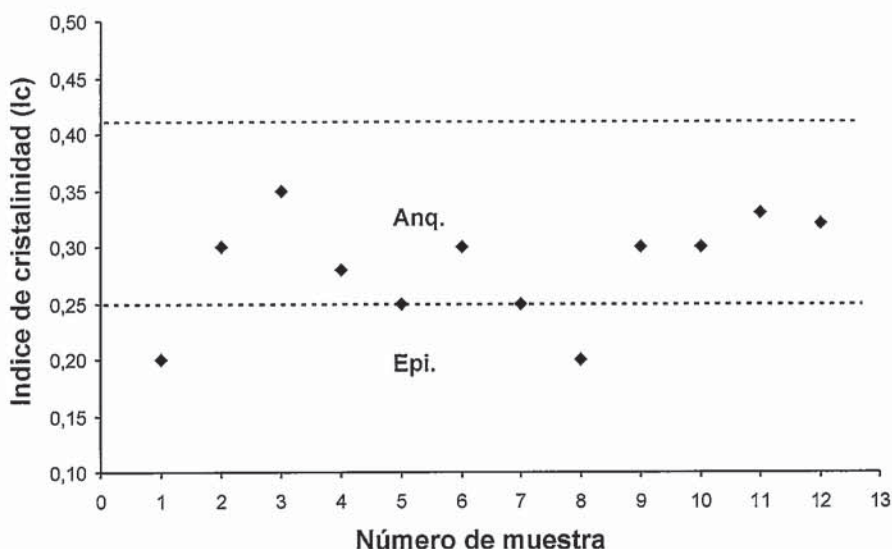


Fig. 2.- Índice de cristalinidad de la illita y relación I002/ I001 de las muestras estudiadas.

Fig. 2.- Illite Crystallinity Index and I002/I001 relation of the studied samples.

avanzada en la que se aprecia brechas, formadas principalmente a partir de la milonita, o zonas locales de protocataclasita. Asociado a los planos de cizalla y fractura frágil y a la matriz de las protocataclasitas se observa la presencia de un agregado de

grano fino formado predominantemente por filosilicatos unas veces orientados y, más frecuentemente, dispuestos al azar. El origen de estos agregados puede estar en parte en la trituración de los materiales originales pero también pueden representar

componentes autigénicos, recrystalizados durante la deformación frágil.

Método de estudio

Las muestras recogidas en las dos bandas anteriores, se han estudiado mediante la combinación de observación en el microscopio óptico y el método de la Difracción de Rayos-X (DRX) todos ellos apoyados mediante la observación en el microscopio electrónico de barrido. Se realizaron en todos ellos difractogramas de polvo (muestra total) para la identificación de los minerales que componen la roca y agregados orientados para la fracción fina. Este último análisis se ha llevado a cabo considerando que los agregados de la illita autigénica, recrystalizada durante la deformación, se concentra en esta fracción, especialmente en los tamaños de partículas de tamaños inferior a 2 mm. Antes de la separación de esta fracción por decantación y sifonamiento, la roca ha sido triturada y dispersada en agua destilada. Los agregados orientados se han estudiado en sus tres variantes; agregado orientado sin tratamiento y secado al aire (AO), agregado orientado con solvatación en etilenglicol (AO+EG) y agregado orientado calentado a 550°C (AO+550° C). Para la obtención de los difractogramas de cada uno de estos agregados, se han seguido los métodos de trabajo recomendados por Kisch (1990), establecidos por este autor tras un análisis de la variación de la cristalinidad de la illita en función de distintas condiciones de trabajo. El equipo de Difracción de rayos-X empleado es Philips Modelo PW 1130/9 con condiciones de trabajo de radiación CuK α , filtro Níquel, de 40 KV. Las condiciones de realización de los difractogramas incluyen una velocidad de barrido de 1°/min para el polvo y 2°/min para todos los agregados orientados. La velocidad de registro ha sido de 20 mm/min.

El índice de cristalinidad de la illita (IC), definido como el ancho a la mitad de la intensidad máxima de la reflexión a 10 Å (001) y expresado como D²q, ha sido medido en los difractogramas de Rayos-X tanto en los AO como en AO+EG, siguiendo los métodos de (Kübler, 1968). El establecimiento del índice de cristalinidad de la illita (IC) es uno de métodos más útiles para la determinación de las condiciones de temperatura y sus variaciones en materiales con un conjunto mineralógico no muy complejo, especialmente en materiales metapelíticos, debido a su gran sensibilidad ante los cambios de la temperatura. Este índice depende de varios factores, incluyendo la temperatura, el quimismo del fluido en el medio, la alteración, la

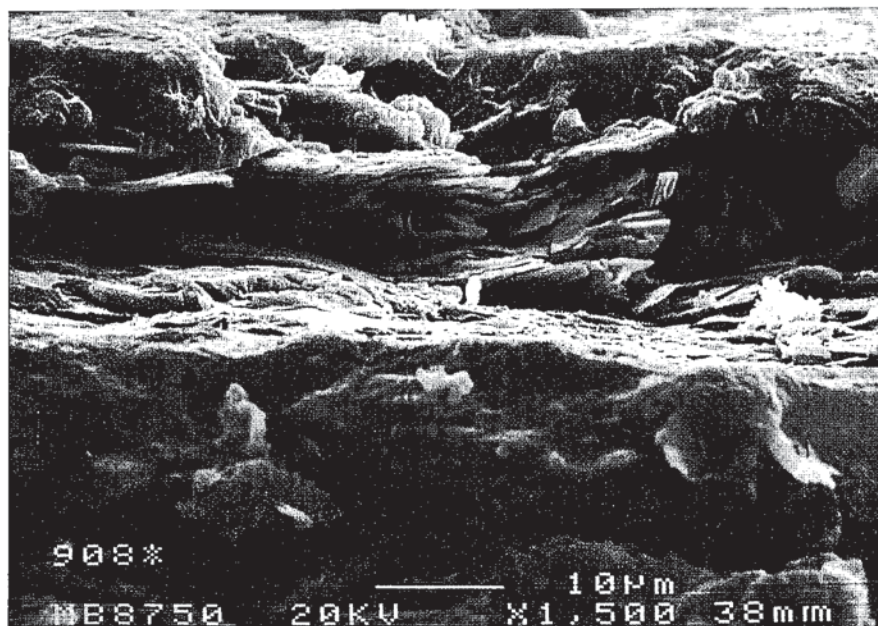


Fig. 3.- Cristales de illita con orientación preferente según un pequeño plano de cizalla en milonitas de la transversal B. Microfotografía al Microscopio Electrónico de barrido.

Fig. 3.- Illite crystals with preferred orientation along small shear planes, in mylonites from B traverse. SEM microphotography.

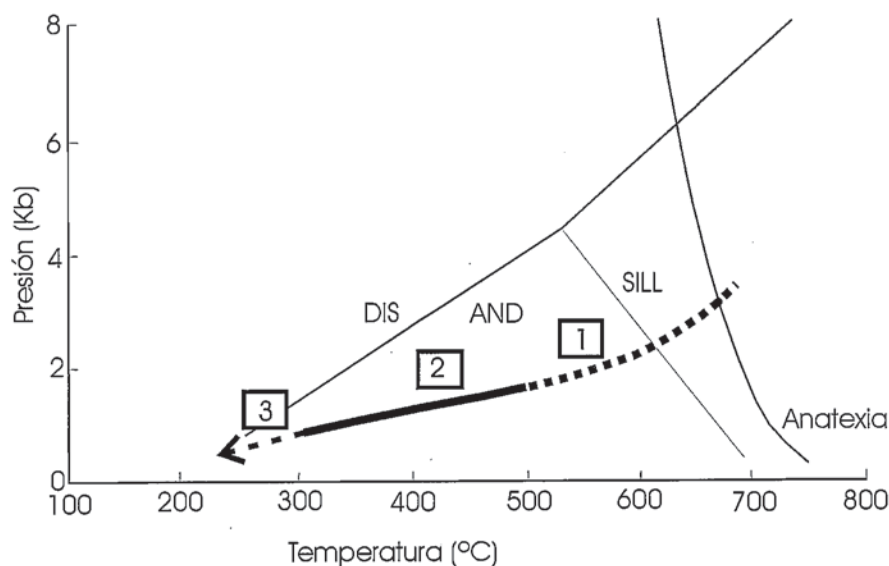


Fig. 4.- Interpretación de la trayectoria P-T seguida por los materiales deformados en la Zona de Cizalla de Santa María de la Alameda después del pico metamórfico. 1, trayectoria de metamorfismo en las primeras etapas del levantamiento y exhumación de la región. 2, evolución durante la etapa más importante de deformación por cizalla simple en la facies de los Esquistos verdes. 3, evolución de bajo a muy bajo grado, con aparición de los mecanismos frágiles a nivel de roca.

Fig. 4.- Interpretation of P-T path of deformed rock materials in the Santa María de la Alameda Shear Zone after the metamorphic peak. 1, Metamorphic path during the first stages of regional uprising and exhumation. 2, evolution during the main ductile simple shear deformation under Greenschist facies. 3, low and very low grade evolution, with the first rock scale occurrence of brittle deformation mechanisms.

presión, el esfuerzo y, finalmente, la existencia de interfases de otros elementos. No obstante, a lo largo de estos años se ha demostrado que uno de los factores más

importantes que afectan a la cristalinidad de la illita es la temperatura. (Kübler, 1968; Kisch, 1990; Frey, 1987, entre otros). Por ello, este parámetro se ha uti-

lizado ampliamente en la determinación de los rangos de transición de las rocas pelíticas desde la fase de diagénesis hasta la del metamorfismo de bajo a muy bajo grado, es decir, en el dominio de la diagénesis - anquizona- epizona, todos ellos desarrollados en el metamorfismo progrado. No obstante, en los últimos años se ha podido aplicar también al estudio de las diferentes condiciones de cristalización de la illita en el tramo del metamorfismo retrogrado asociados a rocas de fallas, (Árkai, 1993). Uno de los problemas de la utilización de este parámetro en la determinación de las condiciones de recrystalización de la illita es la posible presencia en la roca de una mezcla mecánica entre cristales de mica de diversa génesis (meteorización, metamorfismo progrado y metamorfismo retrogrado de baja temperatura). No obstante, algunos de estos problemas han sido resueltos con la utilización de varios parámetros combinados, tales como el parámetro b_0 , la anchura de la base de la reflexión 001 de la illita y la comparación del IC en diferentes tratamientos de la muestra (Esqueven, 1969; Árkai, 1993). A pesar de las varias propuestas que existen para definir las zonas de transición entre la Anquizona y la Epizona en función tanto los valores de cristalinidad de la illita y de otros parámetros, como el índice de la clorita (ChI), en este trabajo se han escogido los límites de IC establecidos por Kübler (1968), es decir $0.25 D^{\circ}2q / 0.42 D^{\circ}2q$ para los límites inferiores y superiores de la Anquizona y rectificados por varios trabajos posteriores debido a su alta aplicabilidad.

Resultados y discusión

La mineralogía de la fracción menor de 2 mm de las muestras analizadas con indicios de deformación frágil, está fundamentalmente dominada por la illita acompañada por una cantidad limitada de clorita y cuarzo. Esto hecho concuerda también con la observación bajo el microscopio, de las muestras que presentan una deformación frágil superpuesta, donde los agregados de micas finas (illita) se ven concentradas fundamentalmente en los planos de cizalla frágil, con aspecto de "groundmass" y con alta birrefringencia. El máximo valor de la reflexión (060) suele tener el aspecto de banda con pico alrededor de 1.50, por ello los valores del parámetro b_0 , quedan alrededor de $9.0\text{\AA}$, indicando claramente el predominio de los minerales dioctaédricos en la fracción arcillosa. Aparece también un pico débil alrededor 1.53 enmascarado

por un pico de cuarzo 1.54 indicado la existencia de minerales trioctaédricos. En algunas muestras la clorita ha sido observada tanto en láminas delgadas como en la difracción de la muestra en polvo, pero no lo ha sido en la fracción menor de 2 mm, debido al tamaño relativamente grande de los cristales.

El índice de cristalinidad de la illita (IC) en las diferentes muestras, varía entre 0.2 y 0.35 D²q. Este valor tanto en los agregados secado al aire y como en los tratados con etilenglicol no presenta variaciones importantes, lo que puede interpretarse como un indicio de que no existe una influencia de la alteración debida a una posible meteorización. Según algunos autores esta última se caracteriza, normalmente, por una dispersión mucho mayor de los valores del índice de cristalinidad y por la presencia de minerales producto de alteración meteórica, como interestratificados illita/esmectita o esmectita y caolinita (Arkai, 1993).

En la figura 2, se observa la representación de los valores de IC medidos en los agregados orientados secados al aire (AO) y de la relación I002/I001 de la illita obtenida en las distintas muestras estudiadas. En ella, se indican también los límites del metamorfismo de bajo a muy bajo grado (Epizona y Anquizona) establecidos por Kübler (1968). Como se ve, en la figura se pueden diferenciar dos grupos importantes de muestras en función del valor absoluto del IC. Por un lado las muestras que presentan un índice de cristalinidad más bajo, valores absolutos de entre 0.25 y 0.20 D²q, que por lo general corresponden, según los observado en el microscopio óptico, a las rocas con deformación puramente milonítica, que son las que, por otra parte, están más fuertemente afectadas por la alteración hidrotermal de los feldespatos localizados en la banda A. Por otra parte, las muestras que presentan valores de IC más altos, entre 0.25 y 0.35 D²q, corresponden al grupo de rocas con deformación frágil tardía más evidente, y en las que las illitas van asociadas únicamente a los planos de fracturas frágiles mientras los feldespatos no están afectados por la alteración hidrotermal.

De esta forma se puede diferenciar unas condiciones de formación de la illita más relacionadas con las milonitas, con temperaturas algo más altas, propias de la Epizona, de otras formadas en zonas en las que hay deformación frágil y recrystalización de cristales de illita en condiciones de temperaturas más bajas, equivalentes a la parte inferior y media de la Anquizona. Si admitimos lo establecido por los autores antes mencionados podemos estimar una temperatura de deformación frágil de la falla de Santa María de Alameda, por encima del límite superior de la anquizona, (200-255° C), y por debajo del límite inferior

(255-300°C). Podemos señalar, por lo tanto, que la roca ha sido deformada mediante fracturación frágil y retrogradada en condiciones de temperatura por debajo de la facies de los Esquistos verdes.

La recrystalización de los agregados de la illita dentro de las zonas de cizalla frágil así como en la matriz de la roca, puede ser tanto debido a una recrystalización estática por una circulación de fluidos hidrotermales, así como por una recrystalización dinámica durante la deformación. Este hecho corrobora también, con la observación al microscopio electrónico de barrido, de agregados de minerales de tipo illita orientados según pequeños planos de cizalla (Figura 3). La asociación espacial de estos agregados de los cristales de la illita con los planos de fractura frágil la interpretamos como indicativo de que la recrystalización se produjo durante la actividad tectónica tardía de la falla, que facilita la disminución de grano y la circulación de fluidos.

Si se acepta que esta etapa, de baja a muy baja temperatura, está asociada a la fracturación frágil (Figura 4, etapa 3), este proceso representa una continuación de la evolución de los materiales implicados en la deformación desarrollada por el accidente de Santa María de la Alameda. De esta manera culminaría un proceso, que tras las deformaciones y recrystalizaciones en condiciones del pico metamórfico (Figura 4, etapa 1), desarrollado principalmente por cizalla dúctil en condiciones de la facies Esquistos verdes (Figura 4, etapa 2), con temperatura cada vez menor. Todos estos hechos han sido evidenciados por diferentes marcadores tales como; los mecanismos de deformación de los minerales, cambio de minerales de recrystalización y dimensión fractal de las suturas de los cuarzoes (Martín-González, 1999; Martín-González et al, 2001, Capote et al, 2000).

Conclusiones

Mediante el estudio del IC de la illita en las rocas con indicios de deformación frágil, en la zona de cizalla extensional de Santa María de Alameda, se ha podido establecer una posible variación de las condiciones de temperatura de las últimas etapas de deformación, realizadas en régimen frágil. Aunque esta utilización del IC no está exenta de dificultades en un contexto de metamorfismo retrógrado, se ha adoptado esta línea de análisis apoyándose en los resultados alcanzados por Arkai (1993). En nuestro estudio se han obtenido valores del índice de cristalinidad de la illita entre 0.25 D²q, correspondiente al límite inferior de la anquizona, y 0.35 D²q correspondiente al límite superior. Estos valores, según los

límites del metamorfismo de bajo a muy bajo grado establecidos, indicarían temperaturas de recrystalización de la illita en un intervalo entre 220-250° C y 255-300° C.

Los valores mayores del índice de cristalinidad se han encontrado en muestras donde los efectos de la deformación frágil son más patentes, bien por observarse zonas de protocataclasita interrumpiendo la fábrica anterior milonítica, bien por aparecer gran cantidad de fracturas y planos de deslizamiento frágiles. Por el contrario los valores más bajos se han encontrado en las muestras donde no se observaban estas deformaciones y la fábrica milonítica aparece más fresca y sin deformar. En estas últimas, por lo tanto, las condiciones no parecen haber bajado de las de la epizona, con temperaturas siempre de más de 300° C. Por el contrario la deformación frágil, según los datos aquí obtenidos, se ha desarrollado en temperaturas más bajas englobado dentro de la anquizona (200 y 300° C). No existe, no obstante, una zona ancha y bien visible, de deformación frágil asociada a la zona de cizalla, lo que nos hace pensar que su actividad cesó pronto, al entrar en estas condiciones propias de la corteza superior.

Agradecimientos

Los autores agradecen los comentarios y sugerencias aportados por los revisores, que han permitido mejorar el texto final.

Referencias

- Árkai, P. (1993): *N.Jb. Mineal M.*, 8, 337-351
- Capote, R., González Casado, J. M. y De Vicente, G. (1987): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11, 305-311
- Capote, R., Martín- González, F. Tsige, M. (2000): *Geogaceta* 28, 27-29.
- Casillas, R., Vialette, I., Peinado, M., Duthou, J.L. y Pin, Ch. (1991). Séance spécialisée de la Soc. Géol. France á la mémoire de Jean Lameyre. Granites océaniques el continentaux.
- Esquevin, J. (1969): *Bull. Centre Rech. Pau. (SNPA)*, 3, 147-154.
- Frey, M. (1987): *Low Temperature Metamorphism*, Blackie & Sons Ltd. Glasgow, London, 351p
- Kisch H.J. (1990): *Jour. Metamorphic Geology*, 8, 31-46
- Kübler, B. (1968). *Bull. Centre. Rech. Pau, (SNPA)*, 2, 385-397
- Martín-González, F. (1999): *Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid*. 113 p.
- Martín González, F., Capote, R. y Tsige, M. (2001): *Geogaceta*, 30, 80-83