

## FÍSICA MINERAL DE LOS FILOSILICATOS EN EL METAMORFISMO INCIPIENTE

Nieto F

Dpto. de Mineralogía y Petrología e IACT. Universidad de Granada.

---

El conjunto de procesos diagenéticos y metamórficos que tienen lugar en condiciones de temperatura y, eventualmente, presión inferiores a las de la facies de esquistos verdes da lugar a rocas caracterizadas por la ausencia de equilibrio químico y textural y minerales de tamaño de grano muy pequeño, que forman intercrecimientos a una escala no reconocible mediante microscopía óptica. Además, en litologías clásticas es frecuente la ausencia de cambios en la paragénesis mineral, lo que hace difícil o imposible la aplicación de los criterios usuales en grados más altos, basados en la rejilla petrogénica o en auténticos geotermómetros.

Es por ello que durante muchos años los geólogos que trabajan en terrenos formados en tales condiciones han buscado criterios alternativos, en muchos casos basados en aspectos cristalocímicos de los filosilicatos, tales como el índice de cristalinidad de la illita (IC) o el denominado parámetro  $b_0$ , hoy más propiamente llamado  $b$ . En efecto, precisamente por su carácter defectuoso y metaestable, los filosilicatos constituyentes de tales rocas han sido una materia de estudio prometedora en cuanto a los fenómenos que ampliamente se engloban en el concepto de Cristal Real.

No obstante, tales características que los hacen interesantes, son en sí mismas la principal limitación para llevar a cabo un estudio cristalocímico mediante las técnicas más poderosas como la difracción de rayos X de cristal único o las variadas espectroscopías, que exigen la obtención de muestras monominerálicas. Por ello, las herramientas más empleadas han sido la

diffractometría de polvo, tradicionalmente, y la microscopía electrónica de transmisión (TEM), en las últimas décadas. La segunda ha permitido confirmar, matizar o completar los criterios desarrollados por la primera.

### **Evolución de un material arcilloso con el incremento del grado diagenético y metamórfico**

La bibliografía referente a la mineralogía de la diagénesis de enterramiento ha estado clásicamente dominada por la formación de ilitas a partir de esmectitas, vía interstratificados. La necesaria simplificación de los problemas científicos para su estudio, ha hecho olvidar con demasiada frecuencia que otros materiales presentes en sedimentos, tales como las caolinitas, las micas y cloritas detríticas, los carbonatos o los fluidos intersticiales juegan también un papel fundamental en la génesis de una roca. No obstante, hoy día, es bien conocido que las ilitas recién formadas heredan muchas características texturales y químicas de las esmectitas originarias, durante su evolución en un rango de temperaturas aproximado de 200 °C. Ello es debido a la *regla de Ostwald*, que gobierna la mayoría de los procesos minerales de baja temperatura (Morse y Casey 1988). Esta establece que en tales condiciones los sistemas evolucionan, de acuerdo con requerimientos cinéticos, hacia fases similares a las originarias, de forma que la *fuerza impulsora* de la reacción sea mínima. Evidentemente tales fases son metaestables y se aproximan poco a poco al equilibrio, mediante procesos sucesivos denominados *escalones de Ostwald*.

En el caso de la evolución esmectita → moscovita algunos escalones muy evidentes son los interstratificados, pero no conviene olvidar que tras la desaparición de las últimas capas esmectíticas y hasta la formación de una auténtica mica metamórfica queda aún un largo recorrido en términos de temperatura en el que la ilita u otras micas fengíticas y moscovíticas, con composiciones en desequilibrio, constituyen nuevos escalones intermedios.

Los datos obtenidos mediante imágenes reticulares (HRTEM) durante las dos últimas décadas ponen de manifiesto que la evolución a lo largo de la *anquizona* y principio de la *epizona* se produce mediante una disminución progresiva del carácter defectuoso de los filosilicatos constituyentes de las rocas y un aumento progresivo de su tamaño de grano (Merriman y Peacor 1999). No obstante, tal evolución carece de saltos cualitativos desde la desaparición de las últimas capas esmectíticas, en la *diagénesis*, hasta la formación de una "auténtica" roca metamórfica en una *epizona* avanzada. Con el término "auténtica" roca metamórfica se pretende designar aquella constituida por paquetes bien diferenciados de filosilicatos y carentes de defectos; están en orientación paralela entre sí y con la foliación metamórfica principal y normalmente empiezan a alcanzar un tamaño reconocible incluso mediante microscopía óptica.

Desde la *diagénesis tardía* hasta la *epizona débil*, la matriz filosilicatada de las rocas clásticas está formada por paquetes rectos de los diversos filosilicatos constituyentes, separados por límites a bajo ángulo, con escasos defectos, que son fundamentalmente dislocaciones de filo. En todo este tránsito, la textura más aparente no se modifica y, si se ignoran los aspectos cuantitativos como el número de defectos o el tamaño de los paquetes, las imágenes reticulares son indistinguibles en función del grado (López Múnguira y Nieto 2000). Adicionalmente, la composición química de las micas dioctaédricas es muy variable a nivel de muestra y combina varios vectores de intercambio, entre los cuales la sustitución íltica es significativa. Los amplios rangos composicionales así definidos no cambian entre las muestras representativas de los diversos grados. No se produce una homogeneización de la composición, con desaparición del vector íltico, hasta que el metamorfismo, fundamentalmente mediante esfuerzos tectónicos, es capaz de desarrollar lo que más arriba se ha denominado una "auténtica" roca metamórfica (Abad *et al.* en prensa).

## Consecuencias cristaloquímicas

A continuación se interpretan los diversos parámetros y criterios cristaloquímicos usualmente empleados a la luz del modelo expuesto en el apartado anterior.

### *Espaciados basales de micas y cloritas*

Estos parámetros son dependientes de la composición química de cada flosilicato; normalmente existen parámetros químicos más determinantes que el resto, como los grados de paragonitización y fengitización en las micas (Guidotti *et al.* 1992) o el contenido en Al en las cloritas (Rausell Colom *et al.* 1991). Dado que su medida en difracción de polvo puede llevarse a cabo de forma rutinaria, existe una amplia tradición de su empleo en el tránsito diagénesis-metamorfismo, hasta ahora con muy escaso éxito en términos de predicción del grado. Hasta hace muy poco se ignoraba si la causa era la incapacidad de tales parámetros para reflejar los cambios químicos o simplemente la ausencia de éstos. Las modernas técnicas microanalíticas en barrido (SEM) y transmisión (AEM) han permitido constatar que el espaciado basal de cada muestra es una media de los correspondientes a muchos cristales con composiciones químicas netamente diferentes y rangos invariables con el grado (López Múnguira y Nieto 2000, Abad *et al.* en prensa)

### *Otras características basadas en la composición de la clorita*

Junto al espaciado basal, el parámetro  $b$  y las relaciones de intensidades basales permiten obtener una buena aproximación a la composición química de la clorita (Nieto 1997, Shata y Hesse 1998). A pesar de ello, tales datos composicionales basados en difracción de polvo no han alcanzado tampoco un mayor éxito en la predicción del grado metamórfico. Sin embargo, la denominada geotermometría de cloritas a partir de datos de microsonda electrónica se ha hecho muy popular a partir de la propuesta en tal sentido de Catelineau (1988). De Caritat *et al.* (1993) cuestionaron fuertemente la coherencia de los datos obtenidos mediante los diversos geotermómetros de

clorita existentes hasta la fecha y Essene y Peacor (1995) justificaron las diferencias de composición de las cloritas por el diferente grado de contaminación por capas de filosilicatos dioctaédricos según el grado. López Múnguira *et al.* (2001) han constatado que la *composición genuina* de las cloritas de rocas básicas, es decir cuando la contaminación por capas de esmectita u otros filosilicatos está totalmente ausente, es exclusivamente dependiente del contenido en Mg de la roca, de acuerdo con la propuesta de Xie *et al.* (1997). Además, si el sistema es más rico en Fe que en Mg, las capas esmectíticas pueden estar ausentes en la evolución diagenética y metamórfica de la clorita. Por tanto, el uso de la composición de la clorita con fines geotermométricos, basado en el efecto indirecto de la proporción de capas esmectíticas, debe realizarse con gran precaución.

#### *El parámetro b de la mica blanca. Diferencias en función de la presión*

La dimensión lateral de la celdilla de las micas dioctaédricas es fundamentalmente dependiente del grado de fengitización, aunque con una notable influencia adicional del vector ferrimoscovita (Guidotti *et al.* 1989). Puesto que, a su vez, el grado de fengitización depende de la presión (Masson y Scherreyer 1987), este parámetro, conocido como  $b_0$ , ha sido ampliamente utilizado como geobarómetro semicuantitativo en la facies de esquistos verdes (Guidotti y Sassi 1986).

Merriman y Frey (1999) han destacado la importancia que tiene la evaluación del gradiente en el reconocimiento del ambiente geotectónico en que se produce la génesis de las rocas de muy bajo grado, ya que permite diferenciar entre regímenes compresivos y extensionales. En tal sentido, la definición de herramientas válidas para evaluar la presión en grados muy bajos se hace fundamental.

Durante muchos años, los estudios de secuencias afectadas por metamorfismo incipiente, se han centrado en regímenes de un metamorfismo de

tipo regional, de presión intermedia. Kisch (1987), cuando realizó la correlación entre los distintos parámetros empleados en la evaluación del grado metamórfico muy bajo, matizó que la misma estaba basada en terrenos de gradiente normal y por tanto no era aplicable a otros regímenes de presión alta o baja.

Do Campo y Nieto (2001) han propuesto a partir de datos propios sobre la Formación Puncoviscana y otros de la bibliografía sobre la Formación Franciscana, el Verrucano y el Complejo Alpujárride, que el índice de cristalinidad en terrenos que han pasado por una etapa de alta presión puede presentar datos de anquizona intensa-epizona débil incompatibles con otros criterios que indican condiciones de mayor temperatura. Ello viene motivado por el hecho de que la etapa de alta presión genera micas de un tamaño de grano más pequeño que las producidas en la etapa de alta temperatura y son las primeras las que se concentran en la separación de la fracción menor de 2  $\mu\text{m}$ .

En cuanto al ambiente contrario, el metamorfismo de contacto, Abad *et al.* (2001) han presentado datos que ponen de manifiesto que el grado de recristalización en terrenos afectados por metamorfismo térmico, puede ser claramente inferior al que presentan las rocas producidas a temperaturas equivalentes en un régimen de metamorfismo regional.

#### *Los politipos de cloritas y micas*

La presencia variable de los diversos politipos de filosilicatos ha sido otro de los criterios usados clásicamente para asignar el grado metamórfico en el metamorfismo incipiente. El TEM permite determinar el politipo *in situ* mediante la difracción de áreas seleccionadas.

Los datos obtenidos ponen de manifiesto que el politipo 2M es el mayoritario en rocas afectadas por metamorfismo de grado muy bajo. Este puede aparecer acompañado por cantidades variables, decrecientes con el grado, de politipo 1M<sub>0</sub>. El politipo 1M<sub>1</sub> es escaso y no representa una etapa intermedia entre el 2M y el

1M<sub>d</sub>. Junto a ellos se han descrito secuencias complejas, interpretables en términos de politipos a largo rango (López Múnguira y Nieto 2000, do Campo y Nieto 2001, Abad *et al.* en prensa). En cualquier caso la presencia de cada politipo no guarda relación ni con posiciones texturales concretas ni con composiciones determinadas. Dong y Peacor (1996) reconocieron orden a corto rango en las secuencias de apilamiento e interpretaron que el 2M<sub>1</sub> es el politipo estable en todas las condiciones y que incluso la identificación del 1M<sub>d</sub> podría ser el resultado de la desorientación entre los pequeños paquetes característica de rocas de muy bajo grado.

Sassi *et al.* (1994) relacionaron el politipo 3T en las micas dioctaédricas con condiciones de alta presión. De la misma forma Jullien *et al.* (1996) encontraron una relación entre el rango del politipo y la presión en cloritas de Li. No obstante, tales relaciones han sido también fuertemente cuestionadas y mientras algunos terrenos parecen confirmar una cierta relación entre politipos y presión (Formación Puncoviscana, do Campo y Nieto 2001) otros la desmienten (Anticlinorio del Narcea, Abad *et al.* en prensa). La posible relación entre politipos y presión es, por tanto, todavía un tema abierto.

#### *El tamaño del dominio cristalino*

Desde el trabajo pionero de Merriman *et al.* (1990), numerosos estudios se han centrado en el significado físico del índice de cristalinidad de la Ilita (IC), mediante su comparación con imágenes reticulares. Aunque diferentes en el detalle en cuestiones tales como el modo de definir qué es un dominio coherente en una imagen reticular, todos los trabajos coinciden en la interpretación de que el IC refleja de forma bastante fidedigna la evolución del espesor de los paquetes de los filosilicatos. La figura 2.19 de Merriman y Peacor (1999) recopila el conocimiento actual sobre dicha relación y pone de manifiesto cómo los tamaños previstos por la ecuación de Scherrer son muy aproximados a los realmente existentes en las muestras. Asimismo todos los trabajos que han llevado a cabo un estudio estadístico del espesor de los paquetes coinciden en que los mismos

presentan una gran dispersión a nivel de muestra y por tanto el tamaño deducible mediante datos de difracción de rayos X no representa un dato único sino una valoración estadística del amplio rango de valores existente en cada muestra.

En tales condiciones, los intentos llevados a cabo de obtener una valoración más exacta de los tamaños a partir de métodos de análisis de perfil de pico, no han aportado una mejora significativa sobre el simple dato procedente del IC. Las diferencias de exactitud conseguidas están muy por debajo de los rangos de variación existentes a nivel de muestra y además se ven fuertemente afectadas por cuestiones experimentales.

### **Estado actual del conocimiento y desarrollo futuro**

Los numerosos estudios mediante TEM llevados a cabo durante los 80 y los 90 han buscado cubrir la laguna existente en cuestiones texturales y de química mineral debida al carácter defectuoso de las rocas de muy bajo grado. Sin duda, los mayores éxitos han estado relacionados con el reconocimiento e identificación de diversas fases de génesis mineral a lo largo de una evolución geológica. Se trataba de un aspecto previsible, pero imposible de abordar mediante difracción de polvo. Hoy día, la existencia de los procesos retrodiagenéticos (Nieto *et al.* 1994) o la coexistencia de minerales crecidos en diversas condiciones de presión y temperatura en una evolución PTt en sentido horario, son hechos perfectamente establecidos (Dalla Torre *et al.* 1996), que se suman a la coexistencia de fases neoformadas y detríticas ya prevista con éxito mediante la difracción clásica.

No obstante, la constatación de la ausencia de saltos cualitativos en un amplio rango de temperaturas que empieza antes y termina después de los límites de la anquizona, ha hecho imposible aportar criterios de grado realmente nuevos respecto a los clásicos basados en difracción de rayos X. En todo este rango, los filosilicatos están muy lejos del equilibrio químico y además, los márgenes de composiciones que definen pueden ser completamente

equivalentes para una muestra de diagénesis tardía y una de epizona débil, por ejemplo. Los únicos rasgos que diferencian las muestras correspondientes a los distintos grados son de índole cuantitativa, relacionados con el tamaño de los paquetes y el número de defectos.

No puede sorprender por tanto, a la luz de los datos de TEM hoy conocidos, el funcionamiento sorprendentemente bueno del índice de cristalinidad de la Illita, sobre todo una vez superados los problemas metodológicos iniciales mediante la propuesta de estandarización de Warr y Rice (1994). No conviene, en cualquier caso, olvidar la precaución ya planteada por Kisch en 1987, referente a la imposibilidad de expandir su uso automáticamente a terrenos con gradientes de presión distintos del intermedio, hoy puesta de actualidad para los casos de alta presión (do Campo *et al.* 2001) y metamorfismo de contacto (Abad *et al.* 2001)

Tras el salto cualitativo que supuso la introducción del TEM a mediados de los 80 en los estudios de la diagénesis y el metamorfismo de muy bajo grado, la próxima frontera a traspasar está en la posibilidad de hacer una verdadera cristalografía de las fases minerales presentes en rocas de muy bajo grado, similar a la que hoy día está bien desarrollada en grados más altos para anfíboles o piroxenos.

Ante la imposibilidad de usar los métodos aplicados con éxito en tales grados, la Cristalografía Electrónica (Dorset *et al.* 1997), como alternativa a los métodos de cristal único o el EELS (Livi *et al.* 2001) a los espectrocópicos, son las herramientas más prometedoras; usado este último término en su sentido más estricto, es decir, con todos sus matices tanto positivos como negativos.

## Referencias

- Abad I, Nieto F, Gutiérrez-Alonso G (en prensa) Schweiz Miner Petro Mitt.  
Abad I, Nieto F, Velilla N, Suárez-Ruiz I (2001) este volumen.  
Cathelineau M (1988) Clay Miner 23, 471-485.

- Dalla-Torre M, Livi K, Veblen, DR, Frey M (1996) *Contrib Mineral Petrol* 123: 390-405.
- de Caritat P, Hutcheon I, Walshe JL (1993) *Clays Clay Miner* 41: 219-239.
- do Campo MD, Nieto F (2001) XXIª Reunión Anual de la SEM. Málaga.
- Dong H, Peacor DR (1996) *Clays Clay Miner* 44: 257-275.
- Dorset DL, Hovmöler S, Zou X (1997) *Electron crystallography*. Kluwer. Boston, 439 p.
- Essene EJ, Peacor DR (1995) *Clays Clay Miner* 43: 540-553.
- Guidotti CV, Sassi FP (1986) *N Jb Miner Abh* 153: 363-380.
- Guidotti CV, Sassi FP, Blencoe JG (1989) *Eur J Mineral* 1: 71-84.
- Guidotti CV, Mazzoli C, Sassi FP, Blencoe JG (1992) *Eur J Mineral* 4: 283-297.
- Jullien M, Baronnet A, Goffe B (1996) *Am Miner* 81: 67-78.
- Kisch HJ (1987) En: *Low temperature metamorphism* (Frey M ed) Blackie, Glasgow: 227-300.
- Livi KJT, Abad I, Veblen D, Nieto F (2001) EUG XI. Estrasburgo. *J Conf Abs* 6: 673.
- Lopez Munguira A, Nieto F (2000) *Clays Clay Miner* 48: 213-223.
- López Munguira A, Nieto F, Morata D (2001) EUG XI. Estrasburgo. *J Conf Abs* 6: 236
- Massone HJ, Schereyer W (1987) *Contrib Mineral Petrol* 96: 212-224.
- Merriman RJ, Frey M (1999) En: *Low-Grade Metamorphism* (Frey M, Robinson D eds) Blackwell, Oxford: 61-107.
- Merriman RJ, Peacor DR (1999) En: *Low-Grade Metamorphism* (Frey M, Robinson D eds) Blackwell, Oxford: 10-60.
- Merriman RJ, Roberts B, Peacor DR (1990) *Contrib Mineral Petrol* 106: 27-40.
- Morse JW, Casey WH (1988) *Am J Sci* 288: 537-560.
- Nieto F (1997) *Eur J Mineral* 9: 829-841.
- Nieto F, Velilla N, Peacor DR, Ortega-Huertas M (1994) *Contrib Mineral Petrol* 115: 243-252.
- Rausell-Colom JA, Wiewióra A, Matesanz E. (1991) *Am Miner* 76: 1373-1379.
- Sassi FP, Guidotti CV, Rieder M, Depieri R (1994) *Eur J Mineral* 6: 151-160.
- Shata S, Hesse R (1998) *Can Mineral* 36: 1525-1546.

Warr LN, Rice AHN (1994) *J Metamorphic Geol* 12: 141-152.

Xie X, Byerly GR, Ferrell RE (1997) *Contrib Mineral Petrol* 126: 275-291.