

LA FORMACION DE UTRILLAS EN EL BORDE SUR DE LA CUENCA VASCO-CANTABRICA: ASPECTOS ESTRATIGRAFICOS, MINERALOGICOS Y GENETICOS

J. Arostegui *, M. J. Irabien *, J. Sangüesa * y M. C. Zuluaga *

RESUMEN

La Formación de Utrillas, aflorante en el borde sur de la cuenca Vasco-Cantábrica, está formada por materiales mayoritariamente areniscosos depositados en un ambiente fluvial. Los datos de campo han permitido distinguir de una manera informal dos unidades: una inferior de granulometría gruesa, representativa de un relleno de canal de tipo trenzado, y una superior más fina que sugiere un entorno de río meandriforme. La mineralogía está compuesta por cuarzo y filosilicatos, con cantidades menores de feldespatos. Como mineral accesorio aparece la turmalina, cuyo análisis ha permitido identificar dos posibles fuentes para los sedimentos: granitoides y metasedimentos de bajo grado. Los minerales de la arcilla presentes son exclusivamente la mica y la caolinita. A partir de criterios texturales, se ha constatado que la mica es de origen heredado, mientras que la caolinita es en parte heredada o bien autigénica, estando asociada a la alteración de feldespato potásico en una etapa de diagénesis tardía (telodiagénesis).

Palabras clave: *Formación de Utrillas, ambiente fluvial, turmalina, procedencia, minerales de la arcilla, diagénesis.*

ABSTRACT

The Utrillas formation, located in the southern border of the Basque-Cantabrian basin, is mainly composed of sandy materials deposited in a fluvial environment. Two informal units have been distinguished due to field data: a lower coarse-grained unit, interpreted as braider river channel-fills, and a upper fine-grained unit which suggests a meandering river environment. Mineralogy consists of quartz and phyllosilicates, with minor amounts of feldspars. The analysis of tourmalines has pointed two possible sources for these sediments: granitoids and low grade-metasediments. The identified clay minerals are mica and kaolinite. Texturals observations have pointed out an inherited origin for mica, while kaolinite is partly inherited and partly authigenic. This authigenic origin seems to be associated with the alteration of potassic feldspars during the stage of late diagenesis (telodiagenesis).

Key words: *Utrillas formation, river environment, tourmaline, provenance, clay minerals, diagenesis.*

Introducción

En este trabajo se han estudiado los materiales detríticos del Cretácico Inferior (Albiense superior-Cenomaniense inferior) que afloran en las proximidades del frente de cabalgamiento de la sierra de Cantabria-Montes Obarenes, en las provincias de Alava, La Rioja y Burgos. Definidos por Ramírez del Pozo (1971) como pertenecientes a la Formación

de Utrillas y estudiados posteriormente por Sangüesa (1998), se trata de depósitos de naturaleza netamente areniscosa, formados en un ambiente fluvial de tipo trenzado. El objetivo principal de este trabajo se centra en el análisis de sus características sedimentológicas, procedencia y grado de diagénesis, para lo cual se han estudiado muestras de las diferentes litologías presentes (areniscas de granulometría variable y lutitas). Las observaciones realizadas

* Dpto. Mineralogía-Petrología. Universidad del País Vasco -E.H.U. Apdo. 644. 48080 Bilbao. Vizcaya. E-mail:nppargaj@lg.ehu.es

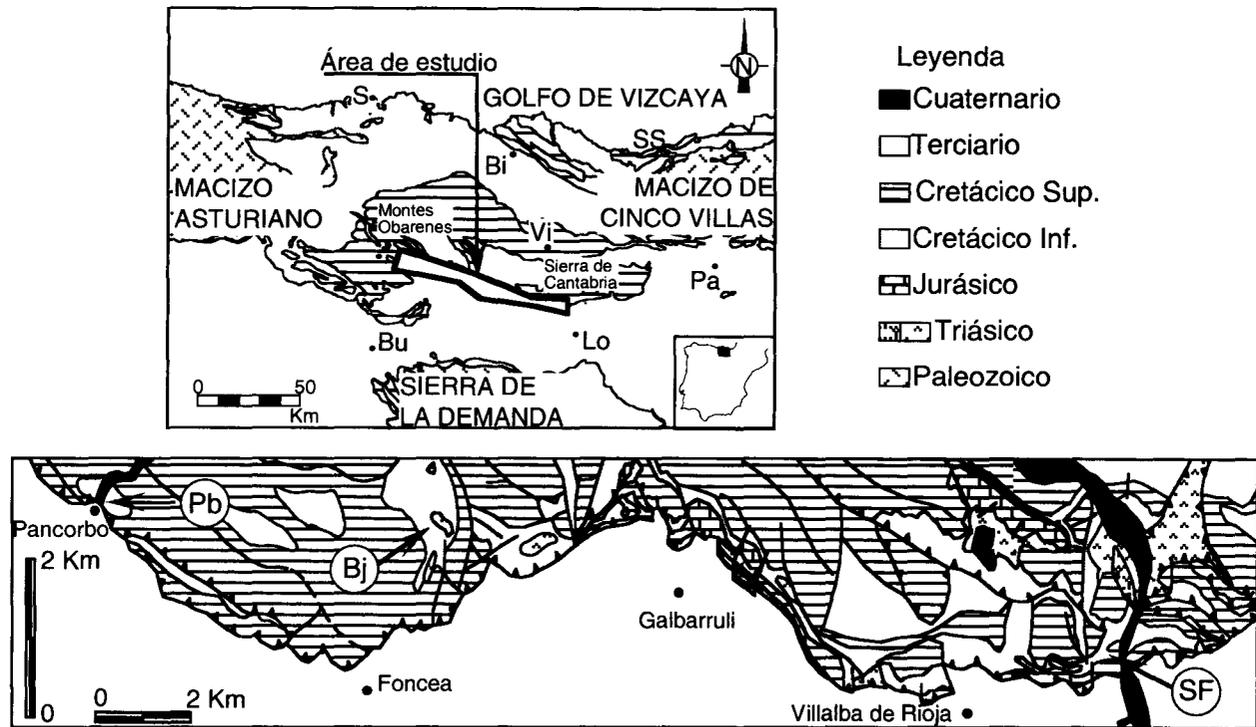


Fig. 1.—Localización geográfica y geológica del área de estudio y situación de las tres secciones analizadas (SF: sección de San Felices, Bj: sección de Bujedo, Pb: sección de Pancorbo).

en el campo han permitido el levantamiento de las columnas estratigráficas en los distintos afloramientos, posibilitando la interpretación de las condiciones existentes en el ambiente de depósito. El estudio petrográfico de algunas muestras seleccionadas, unido al análisis geoquímico de micas y turmalinas detríticas mediante microsonda electrónica, ha resultado de utilidad para el reconocimiento de las posibles fuentes de origen de estos sedimentos. Por último, la caracterización composicional (difracción de rayos X) y textural (microscopía electrónica) de los minerales de la arcilla ha proporcionado información sobre su origen (detrítico/autigénico) y sobre el grado de diagénesis alcanzado en esta zona.

Contexto geológico

La zona de estudio (fig. 1) está ubicada en el borde Sur de la cuenca Vasco-Cantábrica (Feuillé y Rat, 1971; Boillot y Capdevilla, 1977). Dentro de las subdivisiones de la cuenca propuestas por Rat (1988) en base a criterios de tipo tectónico, se encuadra en el denominado Bloque Alavés, formado en su mayor parte por potentes series sedimentarias correspondientes al Cretácico y al Terciario. Toda esta región cabalga hacia el Sur (entre 10-

20 km) sobre el Terciario continental del Valle del Ebro, utilizando como material de despegue las arcillas triásicas en facies Keuper. Este frente de cabalgamiento constituye la Sierra de Cantabria (Alava) y los Montes Obarenes en su prolongación occidental, ya en la provincia de Burgos.

En este contexto geológico regional son muy escasos los afloramientos de materiales del Cretácico Inferior (Formación de Utrillas), apareciendo únicamente en los núcleos de los pequeños anticlinales asociados al frente de cabalgamiento (fig. 1). Son depósitos detríticos de edad Albiense superior-Cenomaniense inferior, que muestran un espesor variable entre 100 y 500 m. Están formados esencialmente por arenas escasamente cementadas, que fueron depositadas a través de corrientes fluviales en cursos, en general de tipo trenzado. Hacia el Norte pasan a los sedimentos deltaico-marinos de la formación de Valmaseda y a las secuencias turbidíticas del Flysch Negro. A nivel estratigráfico esta formación se sitúa sobre el Weald, Lías o Triás (según las zonas) mediante una discordancia erosiva asociada al rejuvenecimiento del relieve ocurrido durante la fase orogénica Neokimérica. En lo que respecta al límite superior, se encuentra a muro de las facies carbonatadas del Cretácico Superior (García-Mondéjar, 1982).

A pesar de que la Formación de Utrillas se encuentra escasamente representada en esta área, se han podido estudiar tres secciones con una cierta continuidad de afloramiento (fig. 1): San Felices (SF), Bujedo (Bj) y Pancorbo (Pb). Situadas en los municipios del mismo nombre, se encuentran ubicadas en la hoja n.º 169 (Casalarreina) de los mapas 1:50.000 del ITGE. Desde el punto de vista estructural esta zona presenta una tectónica de cobertera, con multitud de pliegues suaves y despegues, lo que dificulta en gran medida la correlación entre los cortes parciales obtenidos en los distintos afloramientos.

Metodología de trabajo

En primer lugar se ha procedido al levantamiento en detalle de las tres columnas estratigráficas correspondientes a las series de San Felices, Bujedo y Pancorbo, identificando las facies existentes con el propósito de facilitar la interpretación sedimentológica y paleoambiental de estos depósitos.

Una vez en el laboratorio se ha efectuado el estudio petrográfico en lámina delgada de 60 muestras, mayoritariamente areniscas. Algunas muestras seleccionadas se estudiaron con un microscopio electrónico JEOL JSM-6400 (tensión de aceleración de 20 kv e intensidad de corriente de 10^{-9} A) dotado de un sistema de análisis EDX, lo que nos ha permitido realizar análisis químicos cualitativos puntuales. Para las observaciones en modo de electrones secundarios (SE) las muestras fueron metalizadas previamente con oro en un equipo BAL-TEC SCD 004 Sputter Coater (intensidad de corriente de 15 mA durante 180 segundos). Para las observaciones en modo de electrones retrodifundidos (BS) y para los análisis con microsonda electrónica, las láminas se metalizaron con carbono en un equipo EMI-TECH K450, en condiciones de trabajo estándar.

Se analizaron mediante difracción de rayos X (DRX) la mineralogía de roca total y de arcillas de las fracciones $< 2 \mu\text{m}$ y 2-20 μm de 176 muestras (106 areniscas y 70 lutitas) uniformemente distribuidas a lo largo de las tres secciones. Para ello se utilizó un difractor Phillips PW 1710 dotado con anticátodo Cu y monocromador de grafito. La extracción de la fracción $< 2 \mu\text{m}$ se obtuvo por centrifugación y la 2-20 μm por decantación. De cada una de ellas se analizaron agregados orientados sin tratamiento y solvatados con etilenglicol. La composición fue estimada semicualitativamente, en base a la técnica de «poderes reflectantes» (Schultz, 1964; Barahona, 1974).

Los análisis químicos de algunos granos detríticos (micas, caolinitas y turmalinas) se realizaron mediante microsonda electrónica (EPMA) con un equipo CAMEBAX SX-50, en condiciones estándar de trabajo (tensión de aceleración de 15 kv, intensidad de corriente de 10 mA y haz de electrones de 5 μm de diámetro), perteneciente al Servicio General de Análisis de la Universidad de Oviedo.

Resultados

Estratigrafía y sedimentología

La sección de San Felices es la que presenta mejores condiciones de afloramiento (105 m de potencia máxima), por lo que ha sido seleccionada como sección-tipo representativa de la Formación

de Utrillas en esta zona. Su límite inferior descansa de forma discordante sobre las arcillas versicolores triásicas, mientras que el techo está constituido por carbonatos de edad Cenomaniense medio, situados también en posición ligeramente discordante. En la columna establecida en Bujedo (80 m) el contacto de techo con las calizas del Cretácico Superior es de tipo normal, mientras que el de muro está constituido por una falla. En la sección de Pancorbo (52 m de potencia), donde la Formación de Utrillas presenta las peores condiciones de afloramiento, tanto el límite inferior como el superior aparecen cubiertos por la vegetación.

Las tres secciones estudiadas se han dividido, de una manera informal, en dos unidades litoestratigráficas (fig. 2), de características generales muy similares a las descritas por Marfil y Gómez-Gras (1992) para la facies Utrillas que aflora en la cordillera Ibérica. La unidad inferior (denominada U1) es de naturaleza conglomerática-areniscosa, mientras que la superior (U2) presenta una granulometría más fina. Por lo tanto, el límite entre ambas unidades, que tendría un carácter puramente operativo, parece venir marcado por una alteración importante en las condiciones energéticas del medio. Este cambio, que posiblemente fuera respuesta a un mismo impulso tectono-sedimentario, facilitó el depósito de materiales de granulometría más fina en la parte superior.

La unidad inferior está constituida por arenas de granulometría variable pobremente clasificadas, areniscas, areniscas conglomeráticas y lutitas. A pesar de la falta de definición que presentan los contactos de muro en las secciones estudiadas, las características de estos materiales son muy similares en todas ellas. En estos depósitos se ha reconocido la existencia de secuencias estrato-crecientes y granodecrecientes de un grosor variable (1-4 m), tanto completas como truncadas, que parecen representar sucesivas etapas de sedimentación. Cada ciclo completo está formado por los siguientes niveles: *a*) base erosiva, a menudo canaliforme; *b*) intervalo con arenas conglomeráticas ricas en cuarzo, con abundantes cantos blandos; *c*) areniscas de grano grueso con estratificación cruzada; *d*) areniscas de grano fino con estratificación cruzada, y *e*) finas bandas de arcillitas rojizas con estratificación flaser, ondulante y lenticular. Estas secuencias han sido interpretadas como de relleno de canales de tipo trenzado y como depósitos subaéreos entre canales. En la sección de San Felices cabe destacar la existencia en la parte superior de esta unidad U1 de rellenos de canal con estratificación cruzada de tipo épsilon, lo que sugiere un incremento en la sinuosidad de los canales fluviales.

En contraste, la unidad superior (U2) está formada por materiales de granulometría más fina: arenis-

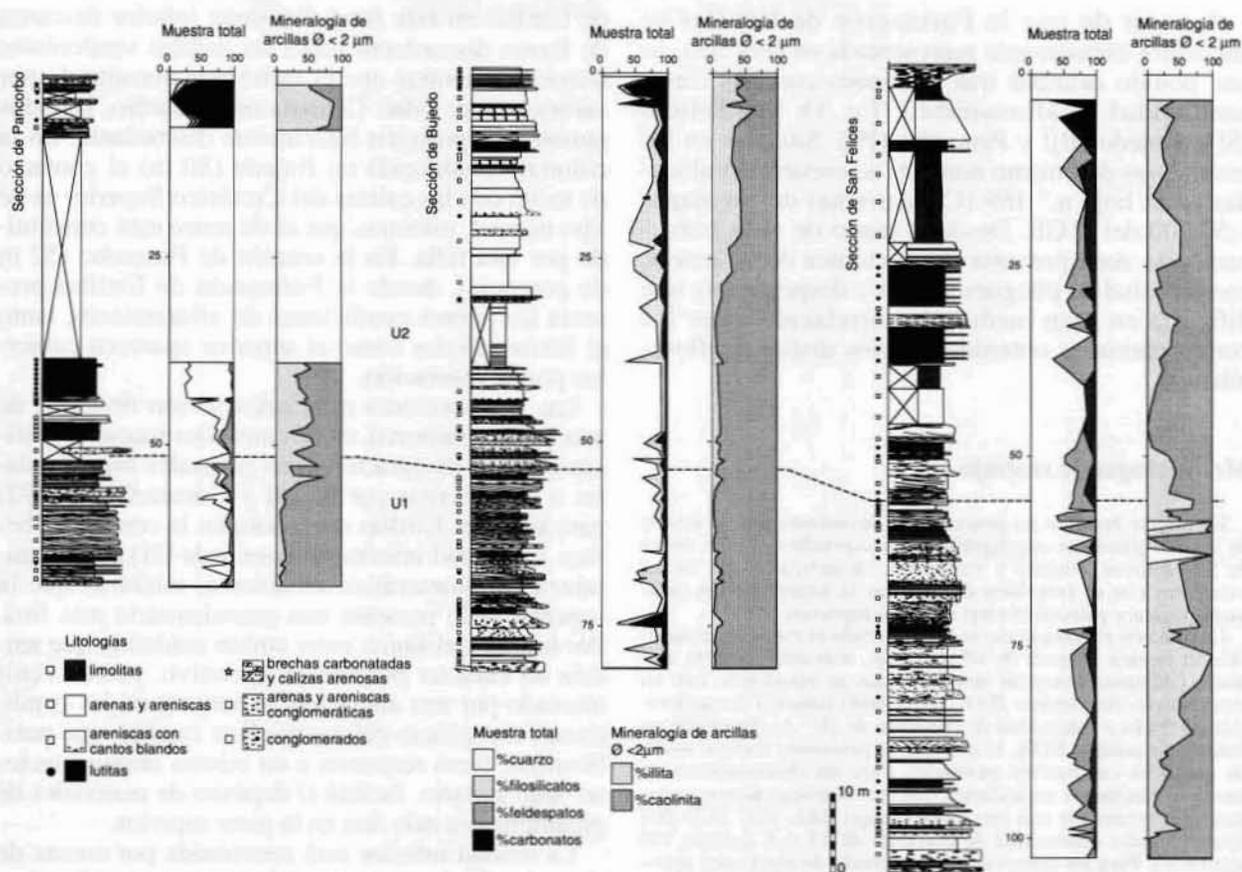


Fig. 2.—Columnas estratigráficas, mineralogía total y mineralogía de arcillas de tres secciones de la Formación de Utrillas en el borde sur de la cuenca Vasco-Cantábrica.

cas y arenas de grano fino, limos, limolitas y arcillitas de coloraciones grisáceas y rojizas. En general estos depósitos están divididos en secuencias estrato y granodecipientes de potencia variable (3-15 m), que se han interpretado como el producto del relleno de canales y del desbordamiento de los mismos cuando aún eran activos. El considerable grosor de los intervalos arcillosos y de las capas de areniscas de grano fino parece sugerir un entorno de río meandriforme. En la sección de Bujedo se observa una menor abundancia de intervalos lutíticos, así como la presencia de areniscas de granulometría más gruesa. Estas diferencias quedarían explicadas por la existencia de diferentes condiciones energéticas en las distintas zonas de este amplio ambiente de depósito fluvial.

Petrografía

La mayor parte de las muestras estudiadas son areniscas mal seleccionadas, escasamente cementa-

das y muy ricas en cuarzo. En la sección-tipo de San Felices ha sido posible reconocer, también a nivel petrográfico, las dos unidades en las que se había dividido la serie de un manera informal en base a criterios de campo. La unidad U1 está constituida por grauvacas líticas, con una trama heterométrica formada en su mayor parte por granos de cuarzo, que pueden ser de tres tipos: *a*) cuarzo monocristalino, *b*) cuarzo policristalino con contactos suturados, de origen metamórfico, y *c*) cuarzoes en secciones pseudo-hexagonales (jacintos de Compostela), presentes en la mitad inferior de la unidad. En cantidades menores aparecen micas y feldespato, ortosa principalmente y escasos granos de microclina y plagioclasa, muy frecuentemente alterados a óxidos de hierro. El principal mineral accesorio es la turmalina, tanto en granos aislados como en forma de inclusiones en el cuarzo. También se ha podido identificar, aunque muy raramente, la presencia de circón y esfena. En algunas muestras cabe destacar la existencia de abundantes cantos blandos. En cuanto a la matriz, está consti-

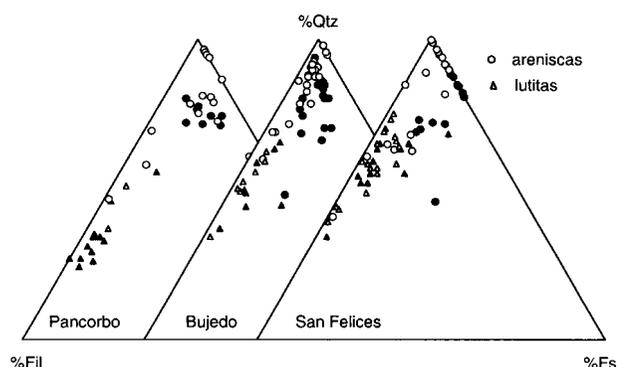


Fig. 3.—Triángulos composicionales de la mineralogía de la muestra total (Símbolos vacíos: Unidad 1, Símbolos llenos: Unidad 2).

tuida por granos de cuarzo y minerales de la arcilla (moscovita y caolinita).

En contraste con las muestras de la unidad U1, las areniscas de la unidad U2 presentan una granulometría más fina, una mejor clasificación, un menor porcentaje de matriz y una mayor porosidad (10-15 % de media), por lo que se han definido como cuarcarenitas y subarcosas. La porosidad parece ser primaria, ya que no ha sido posible observar ninguna huella residual de la existencia de minerales previos. Por otro lado, esta porosidad no parece estar relacionada con una posible disolución de granos de feldespato potásico (más abundantes que en la unidad U1), ya que cuando las proporciones de este mineral son altas su alteración parece tener como consecuencia directa la precipitación de booklets de caolinita autigénica. Asimismo, también se ha observado la presencia de intercrecimientos mica-caolinita. Por último, las muestras recogidas en el límite superior de esta unidad U2, que marcan el tránsito hacia materiales del Cretácico Superior, presentan un carácter netamente carbonatado. Clasificadas como limolitas calcáreas, destaca la presencia de un cemento ankerítico con abundantes cristales zonados.

Mineralogía

Muestra total

La mineralogía de la muestra total (fig. 2) está compuesta mayoritariamente por cuarzo, con valores medios del 50-70 %, y filossilicatos (17-25 %). En cantidades menores aparecen los feldespatos (< 10 %), siendo la ortosa la variedad mayoritaria. La plagioclasa sódica se encuentra asociada a las litologías lutíticas o bien a los cantos blandos, que se encuentran presentes en gran parte de las areniscas y conglomerados. El contenido de minerales

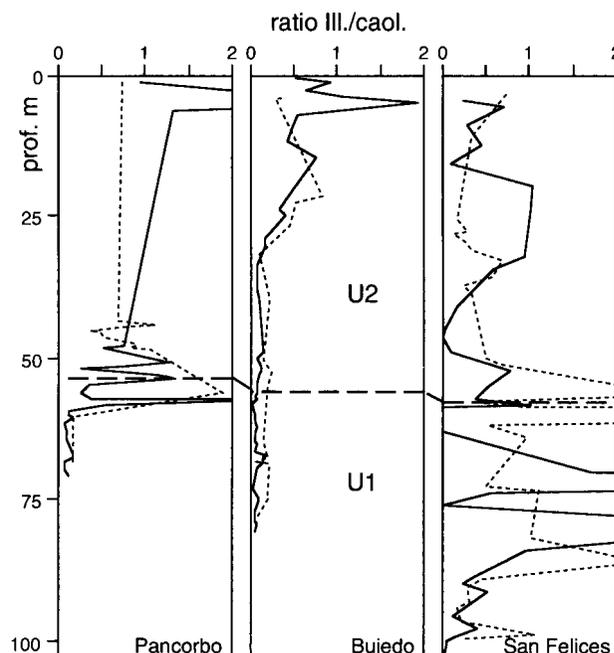


Fig. 4.—Variación del ratio illita/caolinita en las areniscas y lutitas con la profundidad, en las series estudiadas.

pesados de las areniscas es muy escaso, estando constituido casi exclusivamente por turmalina. Como minerales de alteración supergénica se ha identificado la presencia de sulfatos del tipo alunita/jarosita y de óxidos e hidróxidos de Fe (hematites y goethita). Por último, las muestras de techo de las tres series estudiadas presentan elevados contenidos (> 30 %) de carbonatos, calcita y ankerita, además de la mineralogía anteriormente mencionada.

La comparación de la mineralogía determinada para las tres series sujetas a estudio pone de manifiesto la inexistencia de diferencias significativas entre las mismas, con la salvedad de las debidas a las facies litológicas mayores (areniscas/lutitas). Únicamente ha sido posible apreciar un ligero enriquecimiento en feldespatos, en las muestras correspondientes a la unidad superior (fig. 3).

Mineralogía de arcillas

La caolinita y la illita* son los únicos minerales de la arcilla detectados en la casi totalidad de las muestras, tanto en la fracción < 2 μm (fig. 2) como en el intervalo 2-20 μm . Sólo en contadas excepciones se

* El término «illita» comprende a todos los minerales de la arcilla que contribuyen a la reflexión a 10Å en los difractogramas de A.O.

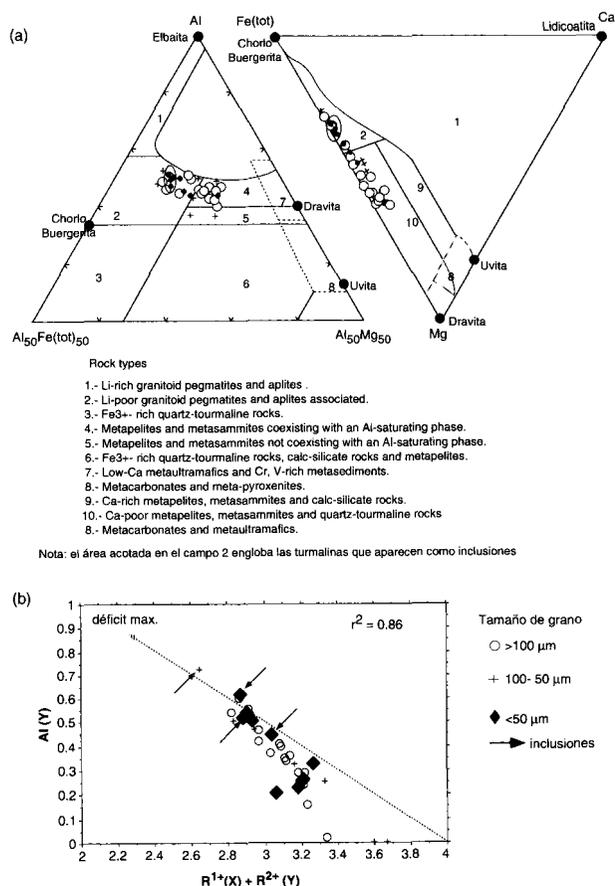


Fig. 5.—Composición química de las turmalinas: (a) diagrama de Henry y Guidotti (1985), (b) diagrama de la sustitución con déficit de álcalis.

han detectado esmectita e interestratificados I/S, pero en cantidades muy escasas y no significativas.

En términos generales se observa que los contenidos de caolinita son superiores a los de illita en las dos fracciones granulométricas analizadas. Por otro lado, dentro de cada serie, el ratio illita/caolinita no presenta variaciones al comparar las litologías areniscosas y lutíticas (fig. 4). En este sentido, las diferencias entre las distintas series y unidades no permiten establecer conclusiones en relación a su génesis.

Composición de las turmalinas

La composición de los diferentes tipos de granos de turmalina presentes en las areniscas se ha analizado mediante microsonda electrónica. Desde un punto de vista textural los granos son muy similares, presentándose aislados, y con mucha menor frecuencia como inclusiones en cuarzo policristalino de contactos suturados «no shared». Se trata de cris-

tales anhedrales angulosos o bien prismáticos subhedrales, de tamaño medio 50-100 μm. Salvo muy escasas excepciones las turmalinas no están zonadas, habiéndose observado sólo en algún caso ligeras zonaciones de naturaleza no composicional, ya que presentan una total continuidad óptica.

La proyección de las muestras en el diagrama triangular de Henry y Guidotti (1985) permite diferenciar distintas poblaciones únicamente en cuanto a su tamaño de grano (fig. 5). Así los granos de turmalina de pequeño tamaño (< 50 μm) se proyectan casi en su totalidad en el campo 2, desplazados relativamente hacia el término composicional chorro. Se debe mencionar que todos los granos que aparecen como inclusiones dentro del cuarzo policristalino son de pequeño tamaño, proyectándose sin excepción en este campo.

Partiendo de las fórmulas estructurales previamente calculadas (tabla 1) y tomando como base la fórmula general de la turmalina: X Y₃ Z₆ (BO₃)₃ (Si_{6-x}Al_x8₁₈) (OH)₄ se ha valorado la posible existencia de los tipos de sustitución más frecuentes (Foit *et al.*, 1977; Henry y Guidotti, 1985). Únicamente la sustitución chorro-dravita Fe²⁺ (Y) = Mg²⁺ (Y) y la sustitución con deficiencia de álcalis Na¹⁺ (X) + Mg²⁺ (Y) = Al³⁺ (Y) + [] (X) presentan coeficientes de correlación elevados, r² = 0,79 y 0,86 respectivamente. El exceso de carga producido por la presencia de Al³⁺ en posiciones (Y) estaría compensado por el déficit de álcalis: ΣR(X) < 1, lo cual generaría vacancias. En base a la sustitución chorro-dravita se puede diferenciar una población de grano fino del resto de las turmalinas analizadas (fig. 5.a). Sin embargo, la sustitución con deficiencia de álcalis no permite una distinción clara de estas dos mismas poblaciones (fig. 5.b). A pesar de esto, este tipo de sustitución parece estar bastante generalizado en estas turmalinas, tal y como lo demuestra el muy alto coeficiente de correlación obtenido. Por último, dado que en la casi totalidad de las muestras todas las posiciones (Z)₆ están ocupadas por Al³⁺, se puede concluir que la sustitución de tipo uvita es inexistente.

Composición de las micas

Al objeto de diferenciar distintas poblaciones composicionales de mica, se han efectuado análisis por microsonda electrónica de más de 100 granos de este mineral. Para dichos análisis se han elegido granos detríticos, que en lámina delgada presentaban un aspecto «limpio», libre de cualquier tipo de alteración o intercrecimiento. Asimismo, sólo han sido considerados aquellos análisis cuyos porcenta-

Tabla 1.—Análisis químicos y fórmulas estructurales de las turmalinas de la Formación de Utrillas en el borde sur de la cuenca Vasco-Cantábrica (Arostegui *et al.*, 2000).

| | 6 | 10 | 12 | 13 | 19 | 20 | 21 | 22 | 26 | 29 | 45 | 57 | 58 | 59 | 60 | 61 | 62 | 63 | 64 |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Análisis químicos | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 36,66 | 36,19 | 36,26 | 36,70 | 35,82 | 36,39 | 35,83 | 35,01 | 35,61 | 35,83 | 36,31 | 35,75 | 35,43 | 36,86 | 35,97 | 36,04 | 36,39 | 37,02 | 36,78 |
| TiO ₂ | 1,15 | 0,81 | 0,36 | 0,75 | 0,71 | 0,72 | 0,34 | 0,76 | 0,38 | 1,17 | 0,95 | 0,47 | 0,34 | 0,76 | 0,20 | 0,52 | 0,63 | 0,61 | 1,42 |
| B ₂ O ₃ | 10,55 | 10,51 | 10,59 | 10,59 | 10,44 | 10,61 | 10,41 | 10,20 | 10,50 | 10,41 | 10,67 | 10,37 | 10,49 | 10,83 | 10,47 | 10,48 | 10,59 | 10,71 | 10,55 |
| Al ₂ O ₃ | 32,01 | 32,66 | 34,05 | 32,26 | 33,52 | 33,40 | 32,28 | 31,58 | 34,38 | 31,83 | 33,59 | 33,13 | 34,59 | 34,62 | 34,51 | 33,10 | 33,88 | 33,58 | 31,03 |
| FeO | 7,57 | 8,63 | 8,83 | 7,51 | 10,65 | 7,54 | 9,69 | 13,66 | 8,97 | 11,02 | 6,50 | 10,57 | 10,86 | 6,54 | 11,02 | 11,08 | 9,87 | 7,14 | 7,62 |
| MnO | 0,00 | 0,11 | 0,06 | 0,14 | 0,21 | 0,01 | 0,17 | 0,18 | 0,13 | 0,03 | 0,06 | 0,11 | 0,09 | 0,00 | 0,05 | 0,11 | 0,01 | 0,00 | 0,03 |
| MgO | 5,67 | 4,78 | 4,11 | 5,71 | 2,75 | 5,35 | 4,61 | 1,95 | 3,86 | 3,67 | 6,02 | 2,99 | 2,78 | 5,73 | 2,35 | 3,24 | 3,52 | 5,90 | 6,26 |
| CaO | 0,16 | 0,25 | 0,18 | 0,92 | 0,19 | 0,31 | 0,38 | 0,20 | 0,21 | 0,35 | 0,75 | 0,21 | 0,18 | 0,67 | 0,07 | 0,12 | 0,20 | 0,19 | 0,39 |
| Na ₂ O | 2,23 | 2,12 | 2,02 | 1,85 | 1,81 | 2,11 | 2,08 | 2,05 | 1,90 | 2,01 | 1,71 | 1,90 | 1,96 | 1,86 | 1,57 | 2,04 | 2,00 | 1,71 | 2,12 |
| K ₂ O | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,04 | 0,05 | 0,06 | 0,03 | 0,07 | 0,03 | 0,08 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | 0,06 | 0,02 | 0,01 |
| Total | 96,04 | 96,07 | 96,45 | 96,46 | 96,16 | 96,50 | 95,81 | 95,65 | 95,97 | 96,40 | 96,59 | 95,52 | 96,74 | 97,90 | 96,29 | 96,77 | 97,13 | 96,87 | 96,21 |
| Fórmulas estructurales X Y ₃ Z ₆ (BO ₃) ₃ (Si _{6-x} Al _x O ₁₈) (OH) ₄ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 6,04 | 5,99 | 5,96 | 6,02 | 5,96 | 5,96 | 5,98 | 5,97 | 5,89 | 5,98 | 5,92 | 5,99 | 5,87 | 5,92 | 5,97 | 5,98 | 5,97 | 6,01 | 6,06 |
| B | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 |
| Al(IV) | 0,00 | 0,01 | 0,04 | 0,00 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,03 | 0,11 | 0,02 | 0,08 | 0,01 | 0,13 | 0,08 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,00 |
| Al(Z) | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 |
| Al(Y) | 0,21 | 0,35 | 0,56 | 0,24 | 0,54 | 0,41 | 0,33 | 0,31 | 0,60 | 0,24 | 0,37 | 0,53 | 0,62 | 0,47 | 0,72 | 0,45 | 0,52 | 0,42 | 0,02 |
| Mg | 1,39 | 1,18 | 1,01 | 1,40 | 0,68 | 1,31 | 1,15 | 0,50 | 0,95 | 0,91 | 1,46 | 0,75 | 0,69 | 1,37 | 0,58 | 0,80 | 0,86 | 1,43 | 1,54 |
| Ti | 0,14 | 0,10 | 0,04 | 0,09 | 0,09 | 0,09 | 0,04 | 0,10 | 0,05 | 0,15 | 0,12 | 0,06 | 0,04 | 0,09 | 0,02 | 0,06 | 0,08 | 0,07 | 0,18 |
| Fe ²⁺ | 1,04 | 1,19 | 1,21 | 1,03 | 1,48 | 1,03 | 1,35 | 1,95 | 1,24 | 1,54 | 0,88 | 1,48 | 1,50 | 0,88 | 1,53 | 1,54 | 1,35 | 0,97 | 1,05 |
| Mn | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Total Y | 2,79 | 2,84 | 2,84 | 2,78 | 2,83 | 2,83 | 2,90 | 2,88 | 2,86 | 2,84 | 2,84 | 2,83 | 2,86 | 2,81 | 2,86 | 2,87 | 2,82 | 2,89 | 2,79 |
| Na | 0,71 | 0,68 | 0,64 | 0,59 | 0,59 | 0,67 | 0,67 | 0,68 | 0,61 | 0,65 | 0,54 | 0,62 | 0,63 | 0,58 | 0,51 | 0,66 | 0,64 | 0,54 | 0,68 |
| Ca | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,16 | 0,03 | 0,05 | 0,07 | 0,04 | 0,04 | 0,06 | 0,13 | 0,04 | 0,03 | 0,11 | 0,01 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,07 |
| K | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Total X | 0,75 | 0,73 | 0,68 | 0,76 | 0,63 | 0,74 | 0,75 | 0,73 | 0,65 | 0,73 | 0,68 | 0,66 | 0,67 | 0,70 | 0,53 | 0,69 | 0,68 | 0,57 | 0,75 |

Nota: El % de B₂O₃ se ha calculado asumiendo 3 átomos de boro en la fórmula.

Tabla 1.—Análisis químicos y fórmulas estructurales de las turmalinas de la Formación de Utrillas en el borde sur de la cuenca Vasco-Cantábrica (Arostegui *et al.*, 2000) (continuación).

| | 67 | 68 | 75 | 76 | 82 | 90 | 92 | 93 | 94 | 95 | 98 | 101 | 102 | 108 | 109 | 110 | 112 | 115 | 125 | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
| Análisis químicos | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 35,31 | 35,65 | 34,96 | 35,41 | 36,32 | 36,13 | 35,86 | 35,60 | 36,51 | 35,34 | 35,43 | 36,50 | 36,68 | 36,00 | 35,69 | 35,78 | 36,14 | 36,74 | 35,46 | |
| TiO ₂ | 0,82 | 1,00 | 0,60 | 0,85 | 1,82 | 0,83 | 1,25 | 0,48 | 0,77 | 0,61 | 0,63 | 0,48 | 0,76 | 0,79 | 0,79 | 1,41 | 0,91 | 1,21 | 0,77 | |
| B ₂ O ₃ | 10,42 | 10,46 | 10,38 | 10,44 | 10,52 | 10,43 | 10,39 | 10,29 | 10,55 | 10,31 | 10,30 | 10,50 | 10,58 | 10,50 | 10,43 | 10,54 | 10,48 | 10,60 | 10,44 | |
| Al ₂ O ₃ | 32,94 | 32,50 | 33,44 | 33,50 | 31,87 | 31,84 | 30,21 | 31,38 | 32,55 | 32,70 | 32,29 | 30,74 | 32,33 | 33,55 | 32,33 | 32,51 | 32,46 | 31,86 | 33,66 | |
| FeO | 11,77 | 10,73 | 11,77 | 11,66 | 9,85 | 7,97 | 10,65 | 9,44 | 7,73 | 12,01 | 11,50 | 8,54 | 6,99 | 8,04 | 8,47 | 7,42 | 8,09 | 7,61 | 10,30 | |
| MnO | 0,19 | 0,21 | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,03 | 0,10 | 0,11 | 0,12 | 0,12 | 0,06 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,07 | |
| MgO | 3,09 | 3,86 | 3,00 | 2,61 | 4,02 | 5,62 | 5,11 | 4,67 | 5,49 | 2,45 | 3,03 | 6,59 | 6,08 | 4,45 | 5,08 | 5,62 | 5,11 | 5,96 | 3,14 | |
| CaO | 0,28 | 0,33 | 0,23 | 0,12 | 0,28 | 0,23 | 0,71 | 0,66 | 0,14 | 0,10 | 0,16 | 0,60 | 0,50 | 0,48 | 0,69 | 0,66 | 0,09 | 0,56 | 0,19 | |
| Na ₂ O | 1,98 | 1,96 | 1,84 | 2,04 | 1,99 | 1,99 | 2,15 | 2,05 | 2,20 | 2,07 | 2,01 | 2,32 | 2,10 | 1,65 | 2,01 | 2,10 | 2,22 | 1,96 | 2,06 | |
| K ₂ O | 0,05 | 0,07 | 0,04 | 0,04 | 0,06 | 0,00 | 0,04 | 0,04 | 0,07 | 0,06 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,06 | 0,06 | |
| Total | 96,85 | 96,76 | 96,34 | 96,74 | 96,80 | 95,06 | 96,46 | 94,72 | 96,12 | 95,76 | 95,45 | 96,31 | 96,04 | 95,51 | 95,53 | 96,09 | 95,53 | 96,58 | 96,13 | |
| Fórmulas estructurales X Y ₃ Z ₆ (BO ₃) ₃ (Si _{6-x} Al _x O ₁₈) (OH) ₄ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 5,89 | 5,92 | 5,85 | 5,90 | 6,00 | 6,02 | 6,00 | 6,01 | 6,01 | 5,96 | 5,98 | 6,04 | 6,03 | 5,96 | 5,95 | 5,90 | 5,99 | 6,02 | 5,90 | |
| B | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | 3,00 | |
| Al(IV) | 0,11 | 0,08 | 0,15 | 0,10 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,05 | 0,10 | 0,01 | 0,00 | 0,10 | |
| Al(Z) | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 5,95 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | 6,00 | |
| Al(Y) | 0,36 | 0,29 | 0,45 | 0,47 | 0,21 | 0,25 | 0,00 | 0,25 | 0,32 | 0,45 | 0,40 | 0,00 | 0,26 | 0,50 | 0,29 | 0,22 | 0,34 | 0,16 | 0,51 | |
| Mg | 0,77 | 0,96 | 0,75 | 0,65 | 0,99 | 1,40 | 1,27 | 1,18 | 1,35 | 0,61 | 0,76 | 1,63 | 1,49 | 1,10 | 1,26 | 1,38 | 1,26 | 1,46 | 0,78 | |
| Ti | 0,10 | 0,12 | 0,08 | 0,11 | 0,23 | 0,10 | 0,16 | 0,06 | 0,09 | 0,08 | 0,08 | 0,06 | 0,09 | 0,10 | 0,10 | 0,18 | 0,11 | 0,15 | 0,10 | |
| Fe ²⁺ | 1,64 | 1,49 | 1,65 | 1,62 | 1,36 | 1,11 | 1,49 | 1,33 | 1,06 | 1,69 | 1,62 | 1,18 | 0,96 | 1,11 | 1,18 | 1,02 | 1,12 | 1,04 | 1,43 | |
| Mn | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | |
| Total Y | 2,90 | 2,89 | 2,93 | 2,86 | 2,79 | 2,87 | 2,93 | 2,83 | 2,84 | 2,86 | 2,87 | 2,87 | 2,80 | 2,82 | 2,83 | 2,81 | 2,84 | 2,81 | 2,83 | |
| Na | 0,64 | 0,63 | 0,60 | 0,66 | 0,64 | 0,64 | 0,70 | 0,67 | 0,70 | 0,67 | 0,66 | 0,74 | 0,67 | 0,53 | 0,65 | 0,67 | 0,71 | 0,62 | 0,66 | |
| Ca | 0,05 | 0,06 | 0,04 | 0,02 | 0,05 | 0,04 | 0,13 | 0,12 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,11 | 0,09 | 0,09 | 0,12 | 0,12 | 0,02 | 0,10 | 0,03 | |
| K | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | |
| Total X | 0,70 | 0,70 | 0,65 | 0,69 | 0,70 | 0,68 | 0,83 | 0,80 | 0,74 | 0,71 | 0,70 | 0,86 | 0,76 | 0,62 | 0,78 | 0,79 | 0,74 | 0,73 | 0,71 | |

Nota: El % de B₂O₃ se ha calculado asumiendo 3 átomos de boro en la fórmula.

Tabla 2.—Análisis químicos y fórmulas estructurales de las micas de la Formación de Utrillas en el borde sur de la cuenca Vasco-Cantábrica (Arostegui *et al.*, 2000).

| | 7 | 8 | 9 | 11 | 14 | 16 | 24 | 25 | 27 | 32 | 35 | 36 | 49 | 52 | 55 | 65 | 69 | 72 | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
| Análisis Químicos | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 46,30 | 47,39 | 46,24 | 46,27 | 46,06 | 46,76 | 46,06 | 45,74 | 47,12 | 44,40 | 46,41 | 46,33 | 46,12 | 45,52 | 45,58 | 46,16 | 45,93 | 46,85 | |
| TiO ₂ | 0,38 | 0,97 | 0,84 | 0,12 | 0,18 | 0,25 | 1,06 | 1,19 | 1,12 | 0,33 | 0,37 | 0,26 | 0,41 | 1,12 | 0,63 | 0,38 | 0,44 | 1,15 | |
| Al ₂ O ₃ | 35,10 | 33,04 | 35,64 | 35,08 | 30,31 | 33,63 | 34,88 | 34,30 | 34,15 | 33,77 | 33,54 | 33,17 | 35,36 | 33,83 | 35,06 | 35,06 | 33,85 | 34,59 | |
| FeO | 0,95 | 1,59 | 0,78 | 1,63 | 4,01 | 1,85 | 0,73 | 0,79 | 1,25 | 1,16 | 1,91 | 2,44 | 0,73 | 1,25 | 0,91 | 0,91 | 1,59 | 1,41 | |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,09 | 0,07 | 0,06 | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,09 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,05 | |
| MgO | 0,68 | 1,26 | 0,59 | 0,40 | 1,50 | 0,80 | 0,46 | 0,68 | 0,94 | 0,56 | 0,81 | 0,89 | 0,44 | 0,69 | 0,62 | 0,74 | 0,83 | 0,67 | |
| CaO | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,05 | 0,02 | |
| Na ₂ O | 0,46 | 0,45 | 1,33 | 0,41 | 0,28 | 0,46 | 0,53 | 0,42 | 0,62 | 0,57 | 0,90 | 0,70 | 0,35 | 0,58 | 0,55 | 0,60 | 0,35 | 0,69 | |
| K ₂ O | 11,02 | 10,84 | 9,69 | 11,02 | 10,92 | 10,88 | 10,79 | 11,04 | 10,68 | 9,96 | 10,30 | 10,68 | 9,49 | 9,69 | 10,46 | 10,42 | 9,99 | 10,32 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,06 | 0,08 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,08 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | |
| NiO | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,18 | 0,00 | 0,08 | 0,08 | 0,00 | 0,07 | 0,17 | 0,00 | |
| Total | 94,89 | 95,56 | 95,17 | 95,00 | 93,35 | 94,70 | 94,62 | 94,22 | 95,96 | 90,81 | 94,55 | 94,49 | 93,05 | 92,77 | 93,85 | 94,36 | 93,24 | 95,76 | |
| Fórmulas estructurales (Ca, Na, K) (Al, Cr, Ti, Mg, Fe ²⁺ , Mn, Ni) _{2,3} (Si ⁴⁺ x Al ^x O ₁₀) (OH) ₂ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 3,10 | 3,15 | 3,07 | 3,10 | 3,19 | 3,15 | 3,09 | 3,08 | 3,12 | 3,10 | 3,13 | 3,13 | 3,11 | 3,10 | 3,08 | 3,10 | 3,12 | 3,10 | |
| Al IV | 0,90 | 0,85 | 0,93 | 0,90 | 0,81 | 0,85 | 0,91 | 0,92 | 0,88 | 0,90 | 0,87 | 0,87 | 0,89 | 0,90 | 0,92 | 0,90 | 0,88 | 0,90 | |
| Al VI | 1,86 | 1,75 | 1,85 | 1,87 | 1,66 | 1,81 | 1,84 | 1,81 | 1,78 | 1,87 | 1,79 | 1,78 | 1,92 | 1,82 | 1,86 | 1,87 | 1,83 | 1,80 | |
| Ti | 0,02 | 0,05 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,06 | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,06 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,06 | |
| Fe ²⁺ | 0,05 | 0,09 | 0,04 | 0,09 | 0,23 | 0,10 | 0,04 | 0,04 | 0,07 | 0,07 | 0,11 | 0,14 | 0,04 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,09 | 0,08 | |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Mg | 0,07 | 0,13 | 0,06 | 0,04 | 0,16 | 0,08 | 0,05 | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,08 | 0,09 | 0,04 | 0,07 | 0,06 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | |
| Ca | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Na | 0,06 | 0,06 | 0,17 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,07 | 0,06 | 0,08 | 0,08 | 0,12 | 0,09 | 0,05 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,05 | 0,09 | |
| K | 0,94 | 0,92 | 0,82 | 0,94 | 0,96 | 0,93 | 0,92 | 0,95 | 0,90 | 0,89 | 0,89 | 0,92 | 0,82 | 0,84 | 0,90 | 0,89 | 0,87 | 0,87 | |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | |

Nota: El Fe ha sido analizado como FeO.

Tabla 2.—Análisis químicos y fórmulas estructurales de las micas de la Formación de Utrillas en el borde sur de la cuenca Vasco-Cantábrica (Arostegui *et al.*, 2000) (continuación).

| | 78 | 79 | 80 | 81 | 85 | 86 | 88 | 89 | 91 | 100 | 117 | 119 | 122 | 123 | 124 | 128 | 130 | 131 | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
| Análisis Químicos | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 46,86 | 45,25 | 45,58 | 45,83 | 44,91 | 46,08 | 46,70 | 44,90 | 46,30 | 45,17 | 45,88 | 46,15 | 46,37 | 46,61 | 46,61 | 45,57 | 46,49 | 45,52 | |
| TiO ₂ | 0,48 | 0,47 | 1,10 | 1,12 | 0,22 | 0,97 | 0,69 | 0,80 | 0,63 | 0,48 | 0,44 | 0,16 | 0,24 | 0,57 | 0,80 | 0,45 | 0,15 | 1,09 | |
| Al ₂ O ₃ | 33,93 | 33,44 | 33,41 | 33,75 | 32,31 | 34,57 | 34,16 | 33,46 | 34,32 | 33,78 | 34,10 | 33,00 | 33,54 | 34,74 | 34,38 | 30,47 | 35,52 | 33,24 | |
| FeO | 2,05 | 2,62 | 1,37 | 1,19 | 3,56 | 1,26 | 1,56 | 1,60 | 1,42 | 1,59 | 1,04 | 2,05 | 2,76 | 1,63 | 1,14 | 4,59 | 0,99 | 1,09 | |
| MnO | 0,04 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,13 | 0,03 | 0,00 | 0,05 | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,09 | 0,08 | 0,00 | 0,01 | 0,16 | 0,07 | 0,05 | |
| MgO | 0,75 | 1,02 | 0,81 | 0,83 | 0,42 | 0,71 | 0,68 | 0,68 | 0,61 | 0,62 | 0,77 | 0,94 | 0,80 | 0,66 | 0,82 | 1,53 | 0,42 | 0,74 | |
| CaO | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,07 | 0,01 | 0,05 | 0,04 | 0,02 | 0,00 | 0,04 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | |
| Na ₂ O | 0,46 | 0,72 | 0,55 | 0,65 | 0,37 | 0,68 | 0,67 | 0,74 | 0,67 | 0,74 | 0,64 | 0,50 | 0,79 | 0,60 | 0,53 | 0,55 | 0,54 | 0,60 | |
| K ₂ O | 11,01 | 10,35 | 10,59 | 10,45 | 10,94 | 10,14 | 10,66 | 10,33 | 10,30 | 10,37 | 9,69 | 10,69 | 10,44 | 10,71 | 9,51 | 10,32 | 10,00 | 10,38 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | 0,06 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | |
| NiO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,19 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Total | 95,58 | 93,89 | 93,47 | 94,03 | 92,88 | 94,43 | 95,13 | 92,63 | 94,38 | 92,81 | 92,71 | 93,60 | 95,09 | 95,55 | 93,83 | 93,64 | 94,18 | 92,75 | |
| Fórmulas estructurales (Ca, Na, K) (Al, Cr, Ti, Mg, Fe ²⁺ , Mn, Ni) _{2,3} (Si ⁴⁺ x Al ^k O ₁₀) (OH) ₂ | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 3,13 | 3,08 | 3,10 | 3,10 | 3,12 | 3,09 | 3,12 | 3,09 | 3,11 | 3,10 | 3,12 | 3,15 | 3,12 | 3,10 | 3,13 | 3,15 | 3,11 | 3,11 | |
| Al IV | 0,87 | 0,92 | 0,90 | 0,90 | 0,88 | 0,91 | 0,88 | 0,91 | 0,89 | 0,90 | 0,88 | 0,85 | 0,88 | 0,90 | 0,87 | 0,85 | 0,89 | 0,89 | |
| Al VI | 1,80 | 1,77 | 1,78 | 1,79 | 1,77 | 1,82 | 1,81 | 1,80 | 1,83 | 1,83 | 1,86 | 1,80 | 1,78 | 1,83 | 1,84 | 1,64 | 1,91 | 1,80 | |
| Ti | 0,02 | 0,02 | 0,06 | 0,06 | 0,01 | 0,05 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,06 | |
| Fe ²⁺ | 0,11 | 0,15 | 0,08 | 0,07 | 0,21 | 0,07 | 0,09 | 0,09 | 0,08 | 0,09 | 0,06 | 0,12 | 0,16 | 0,09 | 0,06 | 0,27 | 0,06 | 0,06 | |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | |
| Mg | 0,07 | 0,10 | 0,08 | 0,08 | 0,04 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,08 | 0,10 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,16 | 0,04 | 0,08 | |
| Ca | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Na | 0,06 | 0,10 | 0,07 | 0,08 | 0,05 | 0,09 | 0,09 | 0,10 | 0,09 | 0,10 | 0,08 | 0,07 | 0,10 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,08 | |
| K | 0,94 | 0,90 | 0,92 | 0,90 | 0,97 | 0,87 | 0,91 | 0,91 | 0,88 | 0,91 | 0,84 | 0,93 | 0,90 | 0,91 | 0,81 | 0,91 | 0,85 | 0,91 | |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |

Nota: El Fe ha sido analizado como FeO.

jes totales en óxidos están comprendidos entre 93-98 %. En algunos granos de mayor tamaño se efectuaron varios análisis, sin que se hayan puesto de manifiesto diferencias composicionales.

Las fórmulas estructurales obtenidas (tabla 2) indican un carácter moscovítico muy marcado, con contenidos en Si entre 3,07 y 3,19. Las micas analizadas se han representado en el diagrama triangular de Guidotti (1984) obteniendo un buen agrupamiento en las proximidades del polo moscovita, con un ligero desplazamiento hacia el vértice $Mg+Fe^{2+}$ correspondiente al polo celadonita (fig. 6a). Esta ligera variación composicional respecto a la moscovita ideal se puede explicar a partir de una sustitución de Al(VI) por (Mg, Fe^{2+}) , con una pequeña pérdida acoplada de Al(IV). En este sentido, la figura 6b indica que esta desviación composicional se debe a una sustitución de tipo Tschermark, en la que la pérdida de Al tetraédrico esta compensada por un exceso de Si sobre los 3 átomos de la moscovita ideal (pfu. calculada sobre 11 oxígenos). No obstante, la mencionada sustitución $(Mg+Fe^{2+})+Si = Al(IV)+Al(VI)$ no explicaría totalmente los contenidos de $\Sigma(Mg+Fe^{2+})$ analizados, dado que las muestras no se sitúan exactamente sobre la línea a 45° correspondiente a la sustitución Tschermark ideal (fig. 6b). El desplazamiento hacia valores elevados de $\Sigma(Mg+Fe^{2+})$ indica que estos cationes exceden la cantidad necesaria para compensar el aumento de carga debido a la sustitución Al(IV) por Si. Este desajuste puede tener su origen en la conocida limitación de la microsonda para diferenciar Fe^{2+} de Fe^{3+} . Así, a pesar de haber asignado la totalidad del Fe analizado como Fe^{2+} , no hay que descartar que parte del mismo pueda en realidad corresponder a Fe^{3+} . Esta posibilidad acercaría más los puntos hacia la línea ideal de la sustitución Tschermark.

Otro tipo de sustitución que teóricamente podría compensar el desajuste comentado sería la desviación del carácter dioctaédrico de las micas hacia el polo trioctaédrico. No obstante, la figura 6c indica que las micas analizadas presentan un carácter dioctaédrico muy marcado, sin desviación aparente hacia el polo trioctaédrico. En este caso la presencia de Fe^{3+} tendría el efecto de desplazar los puntos ligeramente hacia la derecha y hacia abajo, sin dar lugar a variaciones significativas del carácter dioctaédrico. Por último, también se ha contemplado la posible existencia de sustituciones del tipo $Ti = Al(VI)$ y de vacancias en posiciones (VI) o (XII), que también podrían compensar el ligero exceso de $\Sigma(Mg+Fe^{2+})$ existente en la mayor parte de las micas. Sin embargo, esta hipótesis debe descartarse dada la ausencia de correlación observada en todos los casos.

En resumen, las micas de la Formación de Utrillas que aflora en el borde meridional de la cuenca no parecen mostrar diferencias composicionales que permitan definir distintas poblaciones en base a variables tales como la localización geográfica (series) y estratigráfica (unidad) o la composición litológica. La desviación composicional que presentan respecto de la moscovita ideal puede ser explicada satisfactoriamente a través de sustituciones de tipo Tschermark.

Discusión

Procedencia de los sedimentos

En la cuenca Vasco Cantábrica existen algunos trabajos que tratan aspectos relacionados con la procedencia de los sedimentos pertenecientes al Cretácico Inferior. A partir de la distribución de espesores durante dicho período y de los datos de paleocorrientes existentes, Arostegui (1989) propone el macizo Hespérico, y la zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL) en particular, como área fuente para los sedimentos del anticlinorio de Bilbao. Sangüesa (1998), tomando como base el análisis de funciones discriminantes a partir de la información composicional sobre elementos mayoritarios, indica que los sedimentos del Cretácico Inferior del Bloque Alavés se originaron a partir de rocas de naturaleza ígnea félsica y de sedimentos cuarzosos reciclados.

Al objeto de dar una mayor precisión en cuanto a la definición de las litologías fuente de los sedimentos del borde de la cuenca se ha procedido al análisis de granos de mica blanca y de turmalina, únicos minerales susceptibles de ser utilizados en la región como indicadores petrogenéticos. Una característica común para ambos minerales es la homogeneidad composicional, ya que apenas se encuentran diferencias en función de la estratigrafía o la litología de los sedimentos analizados. Este hecho parece señalar la persistencia de una misma área fuente a lo largo del tiempo de depósito de la Formación de Utrillas. En este sentido, el ligero aumento de los feldespatos en los sedimentos de la unidad superior, unido a la mayor madurez textural de la misma, podría ser el reflejo de los efectos producidos a escala global por la denudación de las áreas anteriormente rejuvenecidas. Este levantamiento habría dejado al descubierto una mayor extensión de rocas de naturaleza magmática y con un grado metamórfico más elevado.

Tal y como ha sido repetidamente mencionado en la bibliografía, las micas blancas aparecen asociadas a un amplio espectro de rocas, tanto de origen ígneo (ácidas o básicas) como metamórfico (de alto

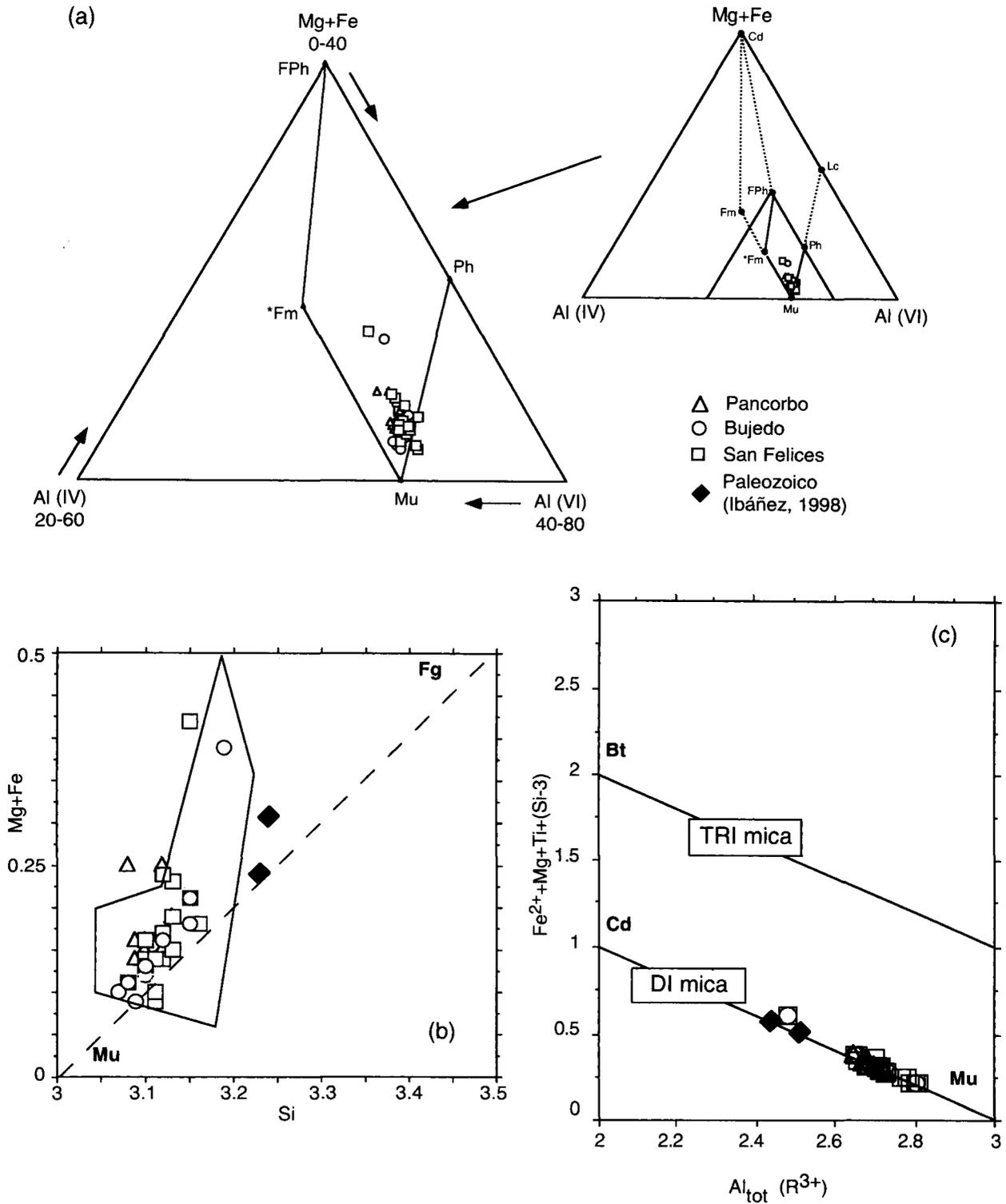


Fig. 6.—Composición química de las micas: (a) diagrama $Mg+Fe_{tot}-Al(IV)-Al(VI)$ de Guidotti (1984), (b) diagrama de la sustitución Tschermak. La región acotada corresponde a las micas de los granitoides de la ZAOL, analizados por Fernández Suárez *et al.* 1992 (la trama delimita la zona donde se proyectan la mayoría de las muestras analizadas por dichos autores), (c) diagrama de la sustitución di-trioctédrica.

y bajo grado). Diversos autores han observado la existencia de soluciones sólidas en este tipo de filosilicatos, fenómeno que depende estrechamente de variables tales como la presión, temperatura y circulación de fluidos (Guidotti y Sassi, 1976; Miller, 1981; Speer, 1987; Guidotti, 1984). Su utilización como indicadores petrogenéticos es debida a la renuencia que presentan al equilibrio en relación a los cambios de presión y temperatura (Saliot y Velde, 1982; Heinrich, 1982; Frey *et al.*, 1976).

Corroborando la anteriormente comentada homogeneidad composicional de las micas estudiadas, éstas presentan una reducida tasa de sustitución celadonítica, $(\text{Si}-3) 100 = 13 \%$ como media, próxima al miembro extremo moscovita e indicativa de una génesis a bajas condiciones de presión (Massone y Schreyer, 1987). Estos porcentajes son similares a los publicados por Fernández Suárez *et al.* (1992) relativos a buen número de granitoides hercínicos que afloran en la parte este de la ZAOL (fig. 6c). Sin embargo, la comparación de estas micas con las correspondientes a la serie pelítico-esquistosa del Paleozoico de la sierra de la Demanda (Ibáñez, 1998), que pertenece al mismo dominio y está afectada por metamorfismo de bajo grado, muestra unos resultados algo más discrepantes (fig. 6b, c). Mientras en las micas de los granitoides y sedimentos del borde de la cuenca la tasa de sustitución celadonítica es del 13 % como media, en la serie metamórfica se sitúa en torno al 24 %.

En lo que respecta a la turmalina, su gran variabilidad composicional, unida a su estabilidad química y mecánica, le confieren un potencial petrogenético importante. La composición química de las turmalinas del borde sur de la cuenca ha permitido diferenciar dos poblaciones, que están relacionadas con litologías fuente distintas (fig. 5). El primer grupo de turmalinas, caracterizadas texturalmente por presentar un tamaño de grano $< 50 \text{ mm}$ y composicionalmente por tener concentraciones relativamente altas de Fe, se encuentra asociado a granitoides. Dado que tales granos aparecen frecuentemente como inclusiones en cuarzo policristalino de origen metamórfico, debemos pensar en un origen reciclado de esta turmalina; sin que la fase metamórfica última haya modificado su composición. La otra población de turmalinas, que presentan un mayor tamaño, tendría un origen asociado a metasedimentos pobres en Ca. A pesar de que existen pocos datos publicados sobre las turmalinas de dicha zona, Fernández Suárez (1994) obtiene similares composiciones para turmalinas de la ZAOL, ligadas a rocas metamórficas de bajo grado.

Por último, los cristales idiomorfos de jacintos de Compostela encontrados en la unidad inferior (U-1) procederían del Trías aflorante en la región, en el

que es frecuente la aparición de este tipo de cristales de cuarzo.

Origen de los minerales de la arcilla

Como se ha comentado anteriormente, la mineralogía de arcillas identificada consiste únicamente en una mezcla de caolinita e illita, siendo este último mineral de origen fundamentalmente detrítico. Se trata, por lo tanto, de una asociación típica de areniscas que no han sufrido una intensa maduración diagenética.

La mica aparece mostrando una única textura, consistente en placas de morfología pseudoexagonal y que se encuentran frecuentemente rotas (fig. 7a). Este aspecto evidencia los efectos del transporte, no dejando lugar a dudas sobre su origen detrítico, relacionado con la meteorización física y erosión de los relieves rejuvenecidos en el área fuente durante la fase Austrica de la orogenia Alpina.

La caolinita, sin embargo, presenta tres texturas distintas:

- placas pseudoexagonales rotas, de apariencia muy similar a la de las micas, y que tendrían un origen igualmente detrítico. De hecho, la semejanza morfológica entre ambos minerales hace que no puedan ser diferenciados más que a partir de sus correspondientes espectros EDX (fig. 7a, b).

- agregados vermiculares, de tipo «booklets» rellenando poros. Este delicado hábito refleja un origen claramente autigénico, ya que no podría conservarse durante un episodio de transporte (fig. 8a).

- «booklets» intercrecidos dentro de las placas de mica detrítica, dando lugar a texturas de tipo «fan-out» (fig. 8b). Tales agregados muestran un carácter netamente expansivo, presentando en HRTEM límites muy netos en relación a los paquetes de mica sobre los que crecen (Nieto com. Pers.) interpretándose por ello como de carácter autigénico, originados mediante un crecimiento de tipo epitáctico.

El mecanismo de formación de caolinita a partir de la alteración de aluminosilicatos, por la acción de aguas intersticiales en las que se mantiene un bajo ratio K^+/H^+ , ha sido ampliamente aceptado en la bibliografía. Tales condiciones se alcanzan en climas subtropicales durante la etapa de edafización y en los primeros estadios de la diagénesis, donde se puede producir un importante flujo de aguas meteóricas (Burley y MacQuaker, 1992; Bjorlykke, 1994). En los estadios de diagénesis más avanzados, la autigénesis de caolinita se ha relacionado con la generación de ácidos orgánicos procedentes

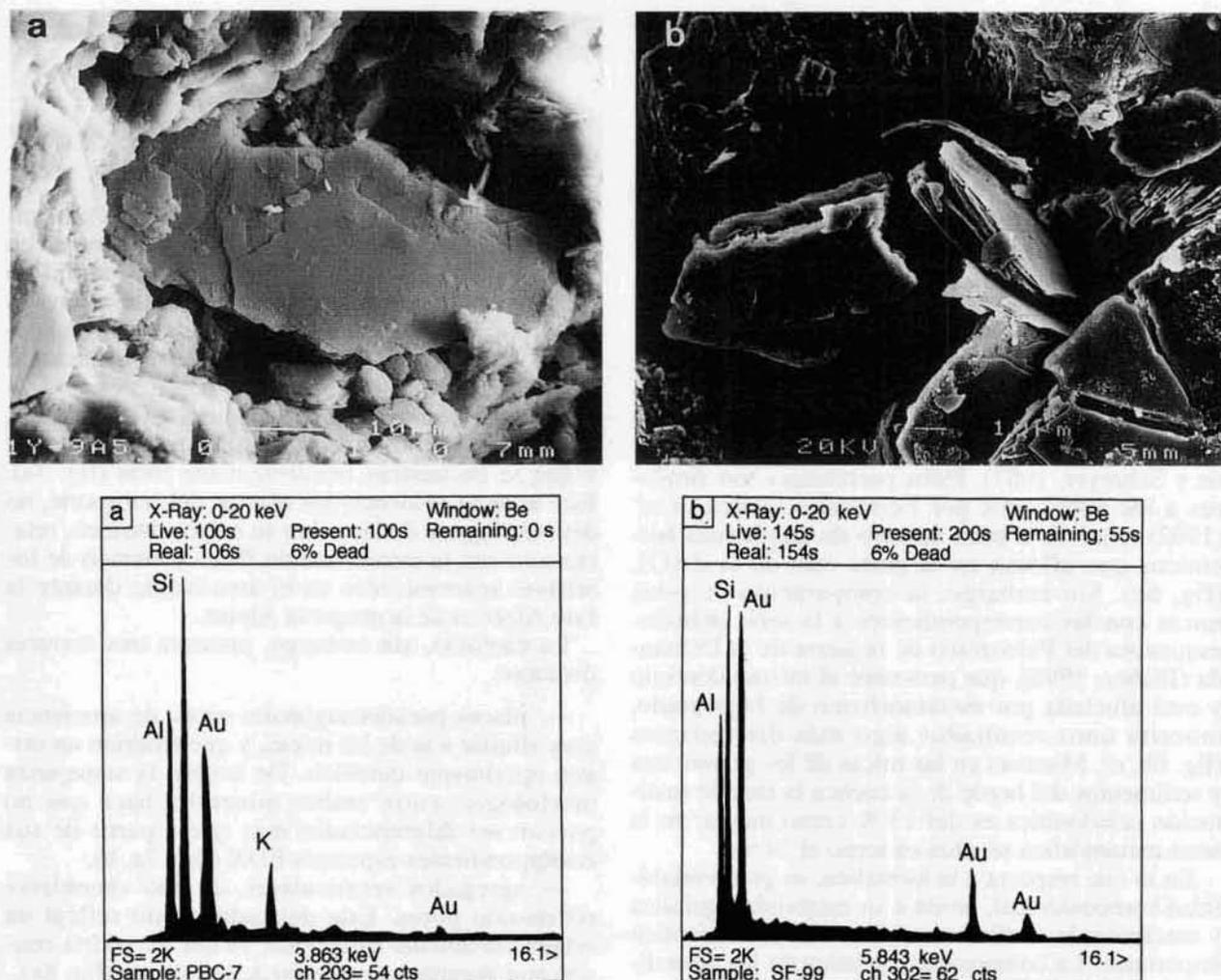


Fig. 7.—Imágenes de microscopía electrónica de barrido (SE) de placas detríticas de mica (a) y de caolinita (b). Los gráficos corresponden a los espectros EDX de ambas.

de la degradación del kerógeno (Burley, 1986; Surdam *et al.*, 1989). En ambos casos el requisito principal para el desarrollo de estos procesos es la existencia de un elevado flujo de aguas intersticiales, lo que implica una permeabilidad importante de los sedimentos. Por lo tanto, la progresiva compactación mecánica y cementación de los sedimentos no favorecen la formación de caolinita a medida que la diagénesis progresa. En las areniscas de la Formación de Utrillas existen feldespatos y micas en cantidades suficientes como para proporcionar los componentes necesarios para la formación de caolinita. Marfil y Gómez Gras (1992) en su estudio diagenético de la Formación de Utrillas en el Umbral de Ateca, situado al sur de nuestra zona de trabajo (fuera por tanto de los límites de la cuenca Vasco-Cantábrica), concluyen que la autigénesis de este mineral ocurrió a partir de la alteración del feldes-

pato potásico y de la mica, en este último caso dando lugar a la formación de interestratificados mica-caolinita. Según estos autores, el proceso tuvo lugar durante la etapa de eodiagénesis, asociado a la acción de flujos meteóricos en los que podrían tomar parte aguas acidificadas por la maduración térmica de la materia orgánica. A pesar de que en las areniscas estudiadas en este trabajo las micas son incluso más abundantes que los feldespatos, en ellas no se han puesto de manifiesto signos de alteración que pudieran hacernos pensar en su carácter predecesor. Asimismo, tampoco se ha detectado la presencia de interestratificados tipo mica-caolinita. En el caso de los intercrecimientos mica-caolinita, estudiados en este trabajo mediante BSE, es posible observar la existencia de límites netos en la dirección cristalográfica de *c*, así como una total continuidad lateral de los paquetes de mica (fig. 8c). Por

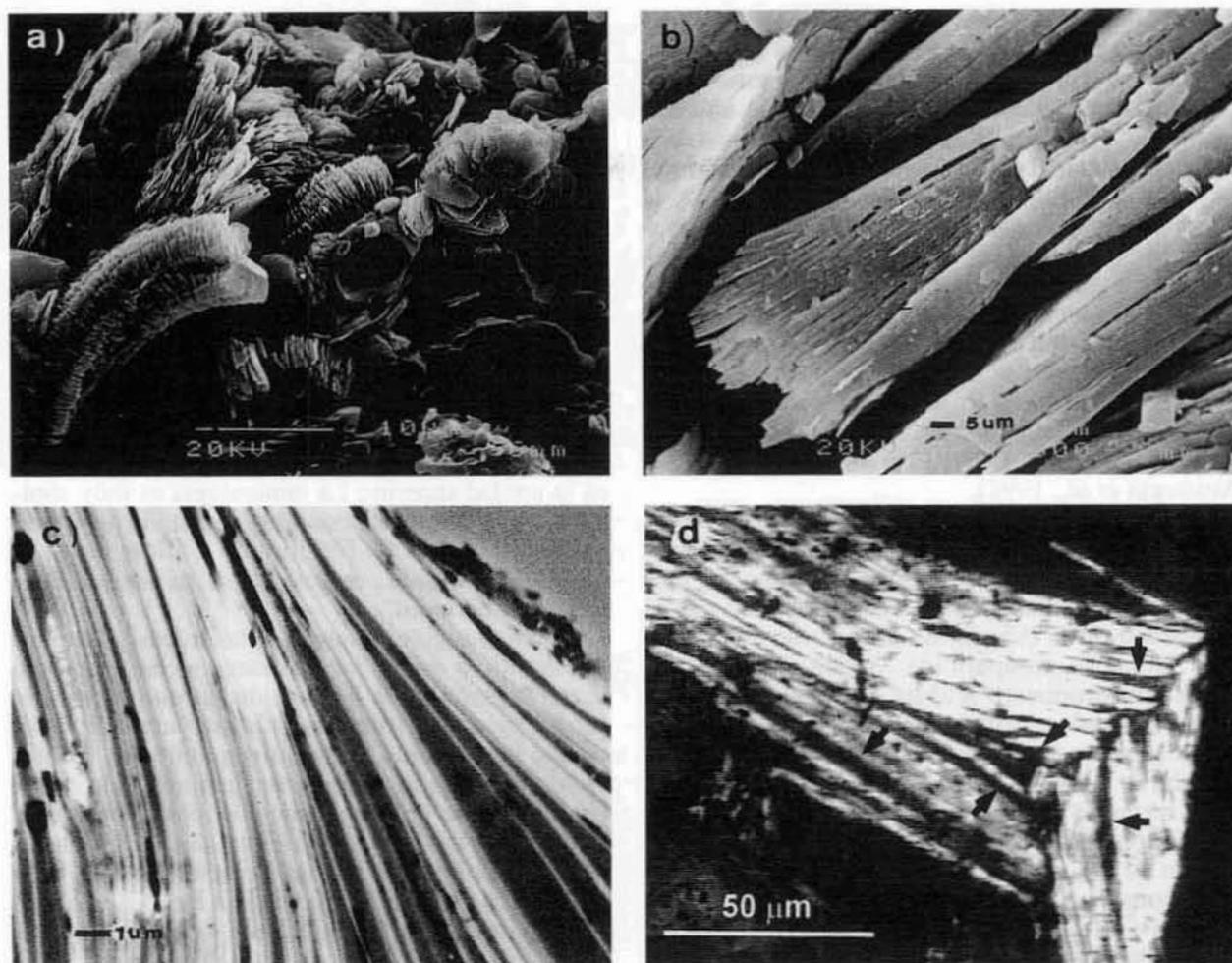


Fig. 8.—Imágenes correspondientes a diferentes microtexturas de caolinita autigénica: (a) *booklets* de caolinita relleno un poro de arenisca (imagen SE), (b) intercrecimiento *fan-out* de mica y caolinita (imagen SE), (c) intercrecimiento de mica y caolinita en el que se aprecian la nitidez de los límites entre ambas y la continuidad lateral de los paquetes de mica (imagen BSE), (d) grano de mica roto en el que se aprecian intercrecimientos de caolinita (flechas). Nótese que no existe correspondencia entre los paquetes de caolinita en ambos lados de la microfractura (imagen digital).

el contrario, en los feldespatos es muy frecuente observar texturas de alteración con desarrollo de porosidad móldica, pero sin formación *in situ* de caolinita, lo que implica un importante movimiento de fluidos intersticiales. Dado además que las plagioclasas son mucho menos abundantes que el feldespato potásico, y que su presencia se limita casi exclusivamente a las facies más pelíticas, en la Formación de Utrillas la SiO_2 y la Al_2O_3 necesarias para la formación de la caolinita procederían básicamente de la alteración de los granos de feldespato potásico.

En las series examinadas la materia orgánica es muy escasa, limitándose a macerales dispersos del grupo de la fusinita, sin ningún potencial generador de ácidos orgánicos. Por lo tanto, la infiltración de aguas meteóricas sería la responsable de la altera-

ción de los feldespatos y de la precipitación de la caolinita.

A lo largo de la historia de enterramiento de las series analizadas existieron dos momentos adecuados para que este importante flujo meteórico intersticial tuviese lugar: la diagénesis temprana (eodiagénesis) o el *uplift* posteoceano (telodiagénesis). La observación en algunos granos de microfracturas y superficies abiertas de cleavage rellenas de caolinita (fig. 8d) implican sin duda alguna un origen relacionado con la etapa de *uplift*.

Grado de diagénesis

El cortejo de minerales de la arcilla identificado en una serie sedimentaria depende tanto de los

aportes detríticos como de las reacciones que en ella hayan ocurrido a lo largo de toda su historia de enterramiento. En litologías porosas tales como las areniscas, cuando la profundidad de enterramiento es pequeña, el flujo de las aguas meteóricas es la principal causa de estas reacciones. Minerales del grupo del caolín o gibbsita, típicos de la alteración meteórica, son los productos de alteración más frecuentes en esta etapa. Si el drenaje es más restringido las fases estables serán la vermiculita y la esmectita. A mayores profundidades y temperaturas, tales minerales resultan inestables. Por ello, la presencia o desaparición de determinados minerales ha sido utilizada para definir el grado de diagénesis que un sedimento ha alcanzado (Kübler *et al.*, 1979; Pearson y Small, 1988; Arostegui *et al.*, 1991).

Las observaciones de SEM han puesto de manifiesto que la mica y una parte de la caolinita de las areniscas estudiadas son de origen detrítico. La presencia de caolinita detrítica indica por tanto que la intensidad de la diagénesis no ha sido suficiente para forzar su desaparición. Según el cuadro de evolución propuesto Kübler *et al.* (1979) no se habría superado el estadio 3 de la diagénesis, cuyo límite superior es asociado a una reflectancia de la vitrinita $R_r = 1,6 \%$.

En areniscas con una adecuada porosidad, cuando hay disponibilidad de feldespato potásico (como es el caso de las areniscas estudiadas); la caolinita se transforma en illita durante la diagénesis de enterramiento a temperaturas en torno a los 120°C (Bjørlykke y Aagard, 1992). Marfil y Gómez Gras (1992) calculan profundidades de enterramiento de 1.500-2.000 m para las facies Utrillas del umbral de Ateca. Describen asimismo la aparición de distintos tipos de cementaciones propios de la etapa mesodiagenética. A partir de valores de $R_r = 0,5 \%$ deducen que los sedimentos estuvieron expuestos como máximo a temperaturas entre 50° y 80°C . En el borde sur de la cuenca Vasco Cantábrica, las facies Utrillas no están cementadas y habrían sufrido un enterramiento máximo de 675 m (Sangüesa y Arostegui, 2000). Los valores de la reflectancia de la vitrinita medidos $R_r = 0,35 \%$ implican temperaturas máximas de 48° - 50°C . La persistencia de caolinita detrítica en estos materiales es compatible con las temperaturas propuestas.

Conclusiones

La Formación de Utrillas aflora de manera muy dispersa y en condiciones poco favorables de observación a lo largo del borde sur de la cuenca Vasco-Cantábrica. Su límite de muro son general-

mente los materiales arcillosos del Trías, presentando carácter erosivo. El límite de techo lo constituyen los materiales carbonatados del Cenomanense medio. El tránsito a los mismos se efectúa de manera gradual, a través de la aparición de bancos intercalados de areniscas calcáreas o calcarenitas, o más bruscamente, en un contacto ligeramente discordante.

Esta Formación se depositó en un medio fluvial, pudiéndose distinguir dos unidades en base a la energía del medio: una inferior de relleno de canal de tipo trenzado y otra superior de tipo meandriforme. En ambas la litología dominante son las areniscas: grauvacas líticas con trama heterométrica principalmente en la unidad inferior y cuarciarenitas y subarcosas de grano más fino y mejor seleccionadas en la unidad superior. La mineralogía es muy similar en todas las series, estando constituida mayoritariamente por cuarzo, filosilicatos y feldespatos. La caolinita y la illita son los únicos minerales de la arcilla encontrados.

La composición química de las micas y turmalinas detríticas no muestra diferencias en relación a la estratigrafía de la Formación, lo que implica la persistencia del mismo área fuente durante todo el tiempo de depósito. Se han distinguido dos fuentes litológicas para las turmalinas: una asociada a granitoides y otra a metasedimentos, posiblemente de bajo grado. Las micas detríticas, distinguibles por medios ópticos, tienen un carácter moscovítico muy marcado. Se asemejan más a las existentes en los granitoides de la ZAOL que a las de las rocas metamórficas de bajo grado que afloran en el Paleozoico de la sierra de la Demanda, también en dicho dominio. La caolinita presenta un origen mixto, detrítico y autigénico. La caolinita autigénica aparece rellenando los poros de las areniscas o formando intercrecimientos de naturaleza epitáctica con las micas, generados durante la diagénesis tardía (telodiagénesis) en relación al *uplift* post-Eoceno.

Los materiales de la Formación de Utrillas del borde sur de la cuenca Vasco-Cantábrica, presentan un grado de evolución diagenética inferior a los equivalentes del umbral de Ateca (cordillera Ibérica NW), lo cual es debido a las menores profundidades de enterramiento y temperatura alcanzadas.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la DGICYT dentro del proyecto PB95-0343. Agradecemos a Miguel Angel Fernández por su asistencia técnica en el uso de la EPMA de la Universidad de Oviedo y a Luis Miguel Aguirrezabala y Arantza Aranburu por su colaboración en las labores de campo.

Referencias

- Arostegui, J. (1989). *La diagénesis de los materiales pelíticos de la zona central de la cuenca Vasco-Cantábrica y Anticlinal de Bilbao*. Tesis Doctoral, UPV/EHU, 222 págs.
- Arostegui, J., Zuluaga, M. C., Velasco, F., Ortega-Huertas, M. y Nieto, F. (1991). Diagenesis of the Central Basque-Cantabrian basin (Iberian peninsula) based on illite-smectite distribution. *Clay Miner.*, 26: 535-548.
- Barahona, E. (1974). *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 398 págs.
- Bjorlykke, K. (1994). Fluid flow and diagenesis in sedimentary basins. En: *Geofluid: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins* (J. Parnell editor). Geol. Soc. London, Spec. Pub., 78: 127-140.
- Bjorlykke, K. y Aagard, P. (1992). Clay minerals in North Sea sandstones. En: *Origin, diagenesis and petrophysics of clay minerals in sandstones*. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub., 47.
- Boillot, G. y Capdevilla, R. (1977). The Pyrenees: subduction and collision? *Earth Planet. Sci. Letters.*, 35: 151-160.
- Burley, S. D. (1986). The development and destruction of porosity within upper Jurassic reservoir sandstones of the Piper and Tartan fields, outer Moray Firth, North Sea. *Clay Miner.*, 21: 649-694.
- Burley, S. D. y McQuaker (1992). Authigenic clays, diagenetic sequences and conceptual diagenetic models in contrasting basin-margin and basin-center North Sea Jurassic sandstones and mudstones. En: *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones* (D. W. Houseknecht y E. D. Pittman, eds.). Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub., 47: 81-110.
- Fernández Suárez, J., Suárez, O. y Corretgé, L. G. (1992). Composición y significado petrológico de las biotitas y moscovitas de los granitoides de la banda metamórfica Boal-Los Ancares (Zona Asturoccidental Leonesa). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 17: 293-308.
- Fernández Suárez, J. (1994). *Petrología de los granitos peraluminicos y metamorfismo de la banda Boal-Los Ancares*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 355-357 págs.
- Feuillé, P. y Rat, P. (1971). Structures et paléogéographies Pyrénéo-Cantabriques. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, Editions Technip, Paris.
- Foit, F. F. y Rosenberg, P. E. (1977). Coupled substitutions in the tourmaline group. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 109-127.
- Frey, M., Hunziker, J. C., O'Neil, J. R. y Schwander, H. W. (1976). Equilibrium-desequilibrium relations in the Monte Rosa Granite, Western Alps: Petrological and stable isotope data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55: 147-179.
- García-Mondéjar, J. (1982). Aptiense y Albiense. En: *El Cretácico de España*, Universidad Complutense de Madrid.
- Guidotti, C. V. (1984). Micas in metamorphic rocks. En: *Micas*, Rew. Mineral. 13, Mineral. Soc. America.
- Guidotti, C. V., y Sassi, F. P. (1976). Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *Neues Jahrb. Miner. Abh.*, 127: 97-142.
- Heinrich, C. A. (1982). Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula Nappe, Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: 30-38.
- Henry, D. J. y Guidotti, C. V. (1985). Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Amer. Miner.*, 50: 1-15.
- Ibáñez, J. A. (1998). *Estudio metalogenético de las mineralizaciones de plomo, zinc y cobre en el Paleozoico de la Sierra de la Demanda (La Rioja-Burgos)*. Tesis Doctoral, UPV-EHU, 293 págs.
- Kübler, B., Pittion, J. L., Heroux, Y., Charolais, J. y Weidmann, M. (1979). Sur le purvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molase et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques (Suisse occidentale, Haute-Savoie). *Eclog. Geol. Helvet.*, 72(2): 347-373.
- Marfil, R. y Gómez-Gras, D. (1992). Procedencia y modelo diagenético de las areniscas de la facies Utrillas en la Cordillera Ibérica (Umbral de Ateca) y la Meseta Nordcastellana. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 101-115.
- Massone, H. J. y Schreyer, W. (1987). Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 212-224.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J. y Dollase, W. A. (1981). Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Can. Mineral.*, 19: 25-34.
- Pearson, M. J. y Small, J. S. (1988). Illite-smectite diagenesis and paleotemperatures in northern North Sea Quaternary to Mesozoic shale sequences. *Clay Miner.*, 23: 109-132.
- Ramírez del Pozo, J. (1971). *Bioestratigrafía y microfácies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 78, 357 págs.
- Rat, P. (1988) The Basque-cantabrian basin between the Iberian and the European plates: some facts but still many problems. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 327-348.
- Saliot, P. y Velde, B. (1982). Phengite composition and post-nappe high pressure metamorphism in the Pennine zone of the French Alps. *Earth Planet. Sci. Letters*, 57: 133-138.
- Sangüesa, J. (1998). *La diagénesis en el Bloque Alavés de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Distribución, modelización y aplicaciones*. Tesis Doctoral, UPV-EHU, 160 págs.
- Sangüesa, F. J. y Arostegui, J. (2000). Modelo subsidente y térmico de los yacimientos de ambar del Cretácico Inferior de la provincia de Alava. En: *Proyecto AMBAR 2000*, Museo de Ciencias Naturales de Alava, 26 págs.
- Schulz, L. G. (1964). Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-Ray and chemical data of the Pierre Shale. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 391: 1-31.
- Speer, J. A. (1984). Micas in igneous rocks. En: *Micas* (S. W. Bailey editor). Mineral. Soc. América. Rew. Mineral., 13: 299-356.
- Surdam, R. C., Crossey, L. J., Hagen, E. S. y Heasler, H. P. (1989). Organic-inorganic interactions and sandstone diagenesis. *AAPG Bull.*, 73: 1-23.