

CARACTERIZACION MINERALOGICA DE LAS ARENAS MIOCENAS DEL MARGEN NE DE LA CUENCA DE MADRID: APLICACION A LOS ESTUDIOS DE PROCEDENCIA

A. M. Alonso Zarza * y R. Fort González *

RESUMEN

En este trabajo se estudian las arenas miocenas del margen NE de la Cuenca de Madrid. La composición modal, tipología de granos de cuarzo y la asociación de minerales pesados separan claramente dos tipos de arenas: 1) litoarenitas y sublitoarenitas en las que la tipología de los granos de cuarzo y el cortejo de minerales pesados indican áreas fuente de bajo grado metamórfico y 2) litoarenitas y sublitoarenitas en las que tanto las características de los granos de cuarzo como la asociación de minerales pesados reflejan un área fuente sedimentaria, cuya procedencia última se explica por el reciclado de áreas fuente metamórficas más antiguas y de mayor grado de metamorfismo.

La composición modal de las arenas miocenas del margen NE de la Cuenca de Madrid indica un contexto teórico de orogeno reciclado, a pesar de que las características estructurales específicas de la Cuenca de Madrid no se ajustan del todo a dicho modelo.

Palabras clave: *Cuenca de Madrid, Mioceno, mineralogía de arenas, tipología de granos de cuarzo, áreas fuente, contexto geotectónico.*

ABSTRACT

Miocene sands to the NE of the Madrid Basin have been analysed in order to determine if their composition is a good indicator of provenance. Modal composition, quartz types and heavy mineral associations clearly separate two types of sands: 1) litharenites and sublitharenites which show quartz types and heavy mineral associations indicative of low grade metamorphic source rocks from the Somosierra Range, and 2) litharenites and sublitharenites fed up by the sedimentary rocks of the Iberian Range; these sands were recycled from older sedimentary rocks whose first source rocks were higher grade metamorphic formations as shown by quartz types and heavy minerals.

The modal composition of the Miocene sandstones would reflect a theoretical recycled orogen setting. Nevertheless the structural characteristics of the Madrid Basin do not fit properly this type of tectonic setting.

Key words: *Madrid Basin, Miocene, sand mineralogy, quartz types, source rocks, tectonic setting.*

Introducción

La composición de los componentes detríticos de las arenas y areniscas ha sido utilizada tradicionalmente para la determinación del área de procedencia de dichos materiales. Estos estudios se han abordado fundamentalmente analizando dos tipos de componentes: la fracción ligera y la composición de la fracción pesada. Ambos métodos han sido utiliza-

dos, por lo general, de forma separada, existiendo defensores y detractores de uno y otro sistema.

Los estudios relacionados con la composición modal de la fracción ligera son, quizás, los que han sido aplicados de una forma más continua, debido a su fácil interpretación y por ser los componentes mayoritarios en las rocas. Estos trabajos utilizan representaciones triangulares de cuarzo-feldespatos-fragmentos de roca, determinando la naturaleza del área

* U.E.I. Petrología. Instituto de Geología Económica CSIC. Facultad C. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

fuelle según su clasificación (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970; Zuffa, 1980; Ingersoll *et al.*, 1984). Por otro lado, se ha demostrado que existe una clara correlación entre la composición de las areniscas y el ambiente geotectónico (Dickinson & Suczek, 1979; Ingersoll & Suczek, 1979; Dickinson & Valloni, 1980; Korsch, 1984; Dickinson *et al.*, 1983; Dickinson, 1985).

La composición final de una roca detrítica no depende únicamente de la naturaleza del área fuente, sino que está condicionada por factores tales como el clima, la energía del medio de transporte y los procesos diagenéticos que sufre el sedimento (Suttner, 1974; Basu, 1985; Suttner y Dutta, 1986). Esto puede llevar a errores en la interpretación, limitando así la validez del método (Mack, 1984).

Los minerales pesados se han utilizado para la determinación del área fuente en base a que son muy buenos indicadores del ambiente petrogenético por lo que el cortejo mineralógico en las rocas sedimentarias alóctonas puede denunciar la roca origen de la que proceden (Feo-Codecido, 1956; Kukharenko, 1961; Pettijohn, 1975; Fort, 1985).

Al igual que con el estudio de la fracción ligera, ciertos autores han propuesto una relación entre la asociación de minerales pesados y el ambiente geotectónico (Stattegger, 1987; Herbig y Stattegger, 1989). Pero hay que tener en cuenta que la asociación final de minerales pesados en una roca detrítica, depende de cinco factores y van a ser éstos los que controlen la efectividad del método. Estos factores son: 1) litología del área fuente, 2) estabilidad hipergénica del mineral pesado en función de las condiciones climáticas y tectónicas, 3) factores hidrodinámicos del medio de transporte y sedimentación, 4) resistencia a la abrasión durante el transporte, y 5) efecto de las soluciones intraestratales.

Debido a esta serie de factores, la tendencia actual del estudio de procedencia de minerales pesados, se centra en estudios varietales, que ya fueron iniciados por Krynine (1946), Vitanage (1957), McDonald (1968) y más recientemente, los de Cawood (1983), Morton (1985) Hurford *et al.*, 1984, Peuraniemi y Heinamen (1985), Fort y Bustillo (1989).

Para analizar la fracción ligera también se han utilizado estudios varietales (Folk, 1980; Helmold, 1985; Matter y Rayseter, 1985). Pero son sin duda los trabajos de Basu *et al.* (1975), Basu (1985) los que mayor aplicación han tenido en los últimos años a pesar de las limitaciones al método que se han descrito recientemente (Basu y Blom, 1990, Tortosa *et al.*, 1991).

Por lo general, el estudio de la procedencia suele abordarse separadamente a través del análisis de la fracción ligera o bien de la fracción pesada, no sien-

do frecuente que ambos componentes se analicen conjuntamente. En el presente trabajo se discutirá la utilidad de dichos componentes en el análisis de procedencia de areniscas en un área muy determinada de la Cuenca de Madrid. Los materiales que analizaremos son las formaciones detríticas del área NE de dicha cuenca (fig. 1). La posición de este área entre dos márgenes contiguos de la cuenca, muy diferentes en cuanto a su litología (Somosierra, esencialmente materiales metamórficos de bajo grado y Cordillera Ibérica, formada por distintas formaciones sedimentarias), fue el factor decisivo a la hora de plantearnos este trabajo. En esta zona se tiene un control exhaustivo sobre la situación y área de abastecimiento de los sistemas clásticos miocenos (Alonso Zarza *et al.*, 1991). Por ello los objetivos iniciales de este trabajo son, por una parte, la caracterización de los materiales arenosos que afloran en este área de la Cuenca, y por otra, la evaluación de los resultados obtenidos y su aplicación a los estudios de procedencia.

El mioceno del margen NE de la Cuenca de Madrid

La Cuenca del Tajo (o de Madrid) constituye, junto con las del Duero y Ebro, una de las tres grandes cuencas terciarias de la Península Ibérica. Desde un punto de vista estructural es caracterizable como una cuenca intraplaca generada durante la deformación alpina (Vegas *et al.*, 1986). Los materiales neógenos de esta cuenca y, más concretamente, los de su parte NE, se disponen discordantes sobre los que forman el borde de la misma. No obstante, el contacto entre los bordes de la cuenca y los depósitos terciarios más antiguos, tiene lugar mediante fallas inversas de gran ángulo, tal y como pone de manifiesto la información sísmica disponible sobre esta zona (Racero, 1988).

La evolución vertical de la sucesión neógena no es continua, sino que presenta saltos y/o rupturas, que permiten definir y diferenciar las distintas unidades miocenas de carácter cuencal. Estas unidades, denominadas Inferior, Intermedia y Superior (Junco y Calvo, 1983; Hoyos *et al.*, 1985) afloran claramente en el área NE de la cuenca (Alonso Zarza, 1989; Alonso Zarza *et al.*, 1990). La potencia máxima de la sucesión miocena aflorante en este margen de la cuenca es de unos 300 m.

En lo que se refiere a la distribución lateral de los materiales miocenos presentes en la zona NE de la cuenca, éstos aparecen formados por una amplia variedad de facies que permiten diferenciar:

a) Áreas marginales en las que la sedimentación tiene lugar esencialmente en sistemas de abanicos aluviales. En este área se reconocen cuatro sistemas

mayores dentro de los cuales la sedimentación tiene lugar en diferentes edificios aluviales (fig. 1). Estos sistemas son: dentro de la Unidad Inferior, el sistema de La Alarilla; en la Unidad Intermedia los de Jdraque, Cifuentes-Las Inviernas y Baides, si bien este último era también activo en la Unidad Inferior (Alonso Zarza *et al.*, 1990).

b) Areas algo más centrales, en las que el depósito tiene lugar tanto en sistemas fluviales como lacustres. Es en estos sistemas fluviales, así como en las partes distales de los abanicos, donde se depositaron las arenas estudiadas en este trabajo. El análisis sedimentológico llevado a cabo en estas facies indica que los sistemas fluviales circularon según dos direcciones dominantes NNE-SSW y SE-NW (Alonso Zarza, 1989).

Hasta el momento distintos autores se han ocupado, en mayor o menor grado, de la caracterización de las facies detríticas de la Cuenca de Madrid. Es clásico el trabajo de Benayas *et al.* (1960), quienes en función de los minerales pesados presentes en estos términos arenosos caracterizan distintas facies detríticas en íntima relación con su área fuente. Arribas y Arribas (1986) aplican el análisis de procedencia a los materiales arenosos del Paleógeno del NE de la Cuenca de Madrid utilizando exclusivamente los minerales ligeros. De forma más general, Aguilar y Portero (1984) estudian las arenas terciarias del margen SE del Sistema Central y concluyen que la alineación estructural del Jarama separa dos dominios sedimentarios, al W el de las arcosas y al E el de las litoarenitas y facies intermedias entre ambas, siendo este último el representado en nuestro área de estudio.

Metodología

La distribución de los depósitos clásticos miocenos, en relación con las áreas que contituyeron sus áreas fuente, marca las pautas a la hora de seleccionar el material objeto de nuestro estudio. Así, esta zona NE se subdividió en tres áreas: occidental, central y oriental (fig. 1). Esta división no es aleatoria, sino que discrimina claramente las zonas de influencia del Sistema Central (zonas occidental y central) y las de la Ibérica (oriental). Una vez limitadas estas zonas se procedió al muestreo de las columnas estratigráficas previamente analizadas. Se seleccionaron esencialmente los niveles de arenas sueltas, ya que esto permitía la separación de las diferentes fracciones. Se estudiaron un total de 24 muestras. Dichas muestras se tomaron en las series de La Alarilla, Ciruelas, Hita, Taracena y Guadalajara (zona occidental), Miralrío, Gajanejos, Muduex y Utande (zona central) y Alaminos, Barriopedro e Inviernas (zona oriental). Una gran parte de las muestras se obtuvo en la Unidad Intermedia aunque también se analizaron algunas (4) de la Inferior y una de la Superior.

Una vez obtenidas las muestras separamos dentro de ellas distintas fracciones granométricas. El criterio utilizado para separar dichas fracciones fue considerar el intervalo de mayor frecuencia de acumulación de minerales pesados. Este intervalo, según distintos autores, es el comprendido entre 0,06 y 0,16 mm (Fort, 1985) y en él se estudiaron y contabilizaron los distintos minerales pesados. Mediante técnicas standard, tamizado y separación me-

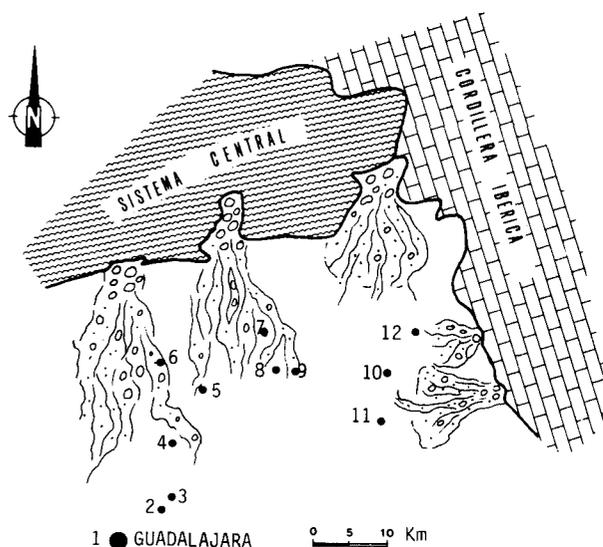


Fig. 1.—Situación del área estudiada indicando la localización de los sistemas de abanicos aluviales y la de las series estudiadas. Zona occidental: 1. Guadalajara. 2. Taracena. 3. Valdenoches. 4. Ciruelas. 5. Hita. 6. Alarilla. Zona central: 7. Miralrío. 8. Utande. 9. Gajanejos. Zona oriental: 10. Alaminos. 11. Barriopedro. 12. Las Inviernas.

dante bromoformo, se obtuvo un conjunto de granos que se montó en láminas mediante Bálsamo de Canadá. Sobre estas láminas se procedió al conteo de un mínimo de 300 granos por muestra.

En cuanto al estudio de los minerales ligeros, se analizaron dos fracciones granométricas (0,08-0,35 mm y 0,35-2 mm). La elección de la fracción más fina vino determinada en función del tamaño hidráulico equivalente (Rittenhouse, 1943; Tourtelot, 1968) de la fracción pesada analizada (0,06-0,16 mm) con respecto a la fracción ligera, con el fin de que ambos análisis fueran plenamente comparables.

Una vez obtenidas estas fracciones se pasó al montaje de las mismas en resina y a la elaboración de las consiguientes láminas delgadas. Todas las láminas se tiñeron con cobaltonitrito sódico con objeto de diferenciar los feldespatos. Sobre cada una de las láminas se contabilizaron un total de 400 puntos, utilizando, como veremos más adelante distintos criterios. Este procedimiento se aplicó exclusivamente al estudio de minerales ligeros. También en dichas láminas se hizo un estudio específico sobre la tipología de los cuarzos presentes, aplicando la metodología propuesta por Basu *et al.* (1975) y Basu (1976), aun sabiendo que los intervalos utilizados por nosotros no eran los mismos que los que utilizaron dichos autores.

Composición de las arenas

La fracción ligera

El esqueleto de las facies arenosas estudiadas está constituido por componentes variados, en su mayor parte siliciclásticos pero también carbonáticos. Estos últimos son carbonatos tanto intra como extracuencales. Entre los componentes siliciclásticos el más frecuente es el cuarzo (mono y policristalino); le siguen en abundancia los fragmentos de roca lábiles, que

corresponden esencialmente a fragmentos pizarrosos y esquistosos. Son minoritarios con respecto a los anteriores los fragmentos de roca constituidos por cuarzo y feldespatos y/o micas (fragmentos de rocas granitoideas y gneísicas). Los feldespatos corresponden en casi todos los casos a feldespatos potásicos, siendo las plagioclasas muy minoritarias con respecto a aquéllos.

En cuanto a los granos carbonáticos hemos diferenciado: a) carbonatos extracuencales, entre los que se reconocen calizas y dolomías mesocristalinas, micritas, biomicritas, bioesparitas y, ocasionalmente, oosparitas; b) carbonatos intracuencales, que corresponden a micritas marmorizadas y nodulizadas y, de forma ocasional, a biomicritas. Señalaremos que a veces es difícil diferenciar entre las dos categorías señaladas.

La clasificación de las arenas objeto de estudio, a la vista de los componentes que las integran, se ha llevado a cabo en dos etapas. En la primera se han diferenciado: 1) componentes siliciclásticos y carbonáticos y 2) el carácter intra o extracuencale de ambos tipos de componentes. Esta clasificación propuesta por Zuffa (1980, 1985) incluye componentes (los intracuencales) que la tradicional (Pettijohn *et al.*, 1973) no discriminaba. Los cuatro vértices de la clasificación propuesta por Zuffa (*op. cit.*) son: NCE (granos no carbonáticos extracuencales, NCI (granos no carbonáticos intracuencales), CE (granos carbonáticos extracuencales) y CI (granos carbonáticos intracuencales). La ausencia en nuestras muestras de granos no carbonáticos intracuencales posibilita que las arenas puedan ser exclusivamente representadas en un diagrama triangular en el que los vértices son: NCE, CE y CI (fig. 2A). En el diagrama ternario definido por estos vértices se han representado todas las arenas estudiadas observándose que todas ellas quedan situadas en el campo definido por Zuffa (1980) como correspondiente a las «extrarenitas no carbonáticas». Sin embargo, se observa que: 1) a excepción de una muestra, todas las del área occidental se sitúan concentradas en el vértice NCE, es decir, no incluyen granos carbonáticos; 2) las muestras de la zona centro se sitúan tanto en el vértice NCE como fuera de éste, correspondiendo los componentes carbonáticos esencialmente a CE; 3) por último, las muestras de las áreas orientales se sitúan siempre fuera del polo NCE; son, por tanto, las que incluyen mayores proporciones de carbonatos, con volúmenes similares de carbonatos intra y extracuencales.

La segunda etapa de clasificación de estas arenas y areniscas permite afinar teniendo en cuenta exclusivamente los componentes extracuencales; Q (cuarzo mono y policristalino); F (feldespatos) y FR (cualquier grano polimineral) (Pettijohn *et al.*, 1973). La

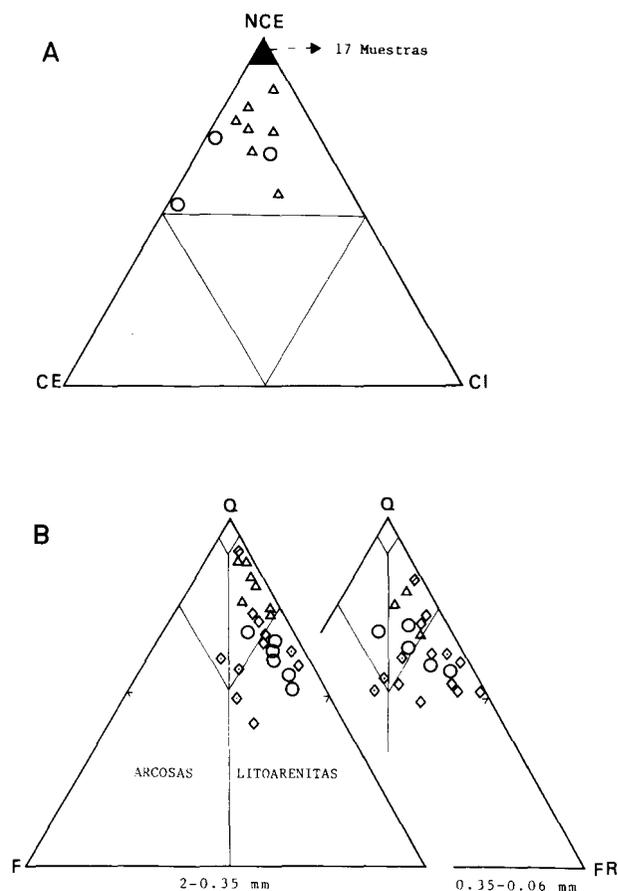


Fig. 2.—A) Clasificación de las muestras estudiadas siguiendo el criterio de Zuffa (1980, 1985). Se ha considerado todo el intervalo granulométrico de las arenas (0,06-2 mm). B) Clasificación según el criterio de Pettijohn *et al.* (1983). Leyenda: rombos: zona occidental; círculos: zona central; triángulos: zona oriental. El símbolo en blanco corresponde a las muestras de la Unidad Intermedia (la mayor parte), la barra señala la única muestra de la Unidad Superior, el punto indica las muestras correspondientes a la Unidad Inferior.

mayor parte de las arenas estudiadas se sitúan en los campos de las litoarenitas y sublitoarenitas, tanto si se considera globalmente el conjunto de los granos como si se diferencian por fracciones (fig. 2B).

Tipología de los granos de cuarzo

Según ponen de manifiesto los trabajos de Basu *et al.* (1975) y Basu (1976), las distintas tipologías de cuarzo son indicativas de la procedencia de las arenas que contienen dichos granos, permitiendo las proporciones relativas de los distintos tipos diferenciar arenas procedentes de rocas plutónicas y metamórficas de alto y bajo grado.

Trabajos recientes llevados a cabo sobre arenas holocenas del Sistema Central (Tortosa *et al.*, 1991) han demostrado cómo este método permite una buena discriminación entre arenas procedentes de áreas de distinto grado metamórfico, pero presenta grandes limitaciones si se trata de arenas procedentes de rocas graníticas. Sin embargo, esta limitación no es importante en el caso aquí estudiado dada la escasez o inexistencia de materiales graníticos en el área fuente de las arenas miocenas del NE de la Cuenca de Madrid.

La proyección, en el diagrama propuesto por Basu *et al.* (1975) y Basu (1976), de los distintos tipos de cuarzo reconocidos se efectúa en el triángulo o parte inferior, como es nuestro caso (fig. 3), cuando en la muestra estudiada menos del 75 % de los cuarzos policristalinos tienen 2-3 unidades.

La separación de las muestras en distintos campos es más nítida en el diagrama en el que quedan representadas las fracciones más gruesas (>0,35 mm). En él se observa que la gran mayoría de las muestras de la zona centro y occidental quedan representadas en las zonas correspondientes a áreas fuentes metamórficas, esencialmente de bajo grado. Por el contrario, las muestras representativas de la zona oriental, cuya área fuente, deducida del análisis sedimentológico, son los materiales carbonáticos de la Cordillera Ibérica, quedan situadas dentro de la zona correspondiente a áreas metamórficas de alto grado. Señalaremos por otra parte que dichas muestras presentan característicamente un alto grado de redondeamiento de los granos de cuarzo. Dichos granos muestran con frecuencia restos de recrecimientos secundarios, indicativos de un ciclo de sedimentación-diagénesis previo.

Otro dato que queda patente en el diagrama (fig. 3) es la mayor proporción de cuarzos policristalinos en los tamaños superiores (>0,35 mm). Mientras que en las fracciones finas hay una mayor proporción de cuarzos monocristalinos. Ello se explica por la mayor inestabilidad y menor resistencia al transporte de los cuarzos policristalinos en relación a los monocristalinos (Harrel y Blatt, 1978; Mask, 1978), de ahí que durante el transporte los cuarzos policristalinos tiendan a fragmentarse en sus componentes monocristalinos.

La fracción pesada

Los materiales estudiados incluyen, en general, proporciones (en peso) bajas de minerales pesados. Estas proporciones varían entre 0,16 y 9,38 % (siempre teniendo en cuenta que los datos se han obtenido exclusivamente en la fracción 0,06-0,16 mm).

La fracción pesada aparece constituida por mine-

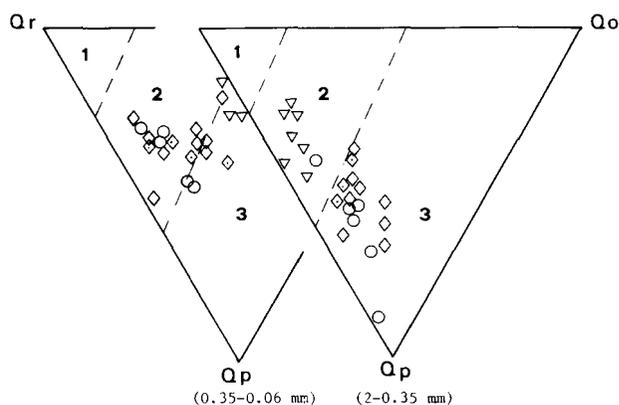


Fig. 3.—Proyección de las muestras estudiadas en el diagrama propuesto por Basu *et al.* (1975). 1. Rocas plutónicas. 2. Rocas metamórficas de grado medio-alto. 3. Rocas metamórficas de bajo grado. Misma leyenda que figura 2. Qp: Cuarzos policristalinos; Qr: Cuarzos con extinción recta; Qo: Cuarzos con extinción ondulante.

rales opacos, transparentes y micas. Sus proporciones medias relativas están expresadas en la figura 4. En general, los porcentajes mayores corresponden a opacos (del orden del 60 %), siguen los minerales transparentes con un 30 % y, por último, las micas con porcentajes que oscilan alrededor del 10 %, a excepción del sector oriental en donde el contenido de micas es inferior al 5 %, pudiendo presentar un porcentaje de minerales transparentes del 62 %.

Dentro de los tres sectores estudiados las muestras de la zona oriental son las que presentan contenidos más bajos en minerales pesados, no superando el 0,18 %. En el sector centro los porcentajes varían entre el 0,3 y el 2,15 %. Son las muestras de la zona occidental las que incluyen mayores porcentajes de minerales pesados (0,36-9,38 %). Así, según se observa en la figura 4, hay un claro aumento en el porcentaje de minerales pesados desde las zonas orientales a las occidentales. Dentro del sector occidental se aprecia un aumento considerable de minerales pesados hacia las zonas más alejadas del borde de la cuenca, en donde se alcanzan porcentajes de hasta el 6,45 % (Taracena, fig. 4). Esto es debido al alto contenido en micas, que dadas sus características hidrodinámicas pueden ser trasladadas a una mayor distancia. El caso contrario es la zona de la Alarilla, muy próxima al área fuente, donde los porcentajes de micas son mucho más bajos.

La asociación de minerales pesados transparentes en los tres sectores estudiados es la siguiente:

Sector occidental: estauroilita (5-51 %), granate (6-49 %), turmalina (5-28 %), circón (5-22 %), andalucita (1-22 %), epidota (1-13 %), apatito (0-10 %), distena, rutilo, sillimanita...

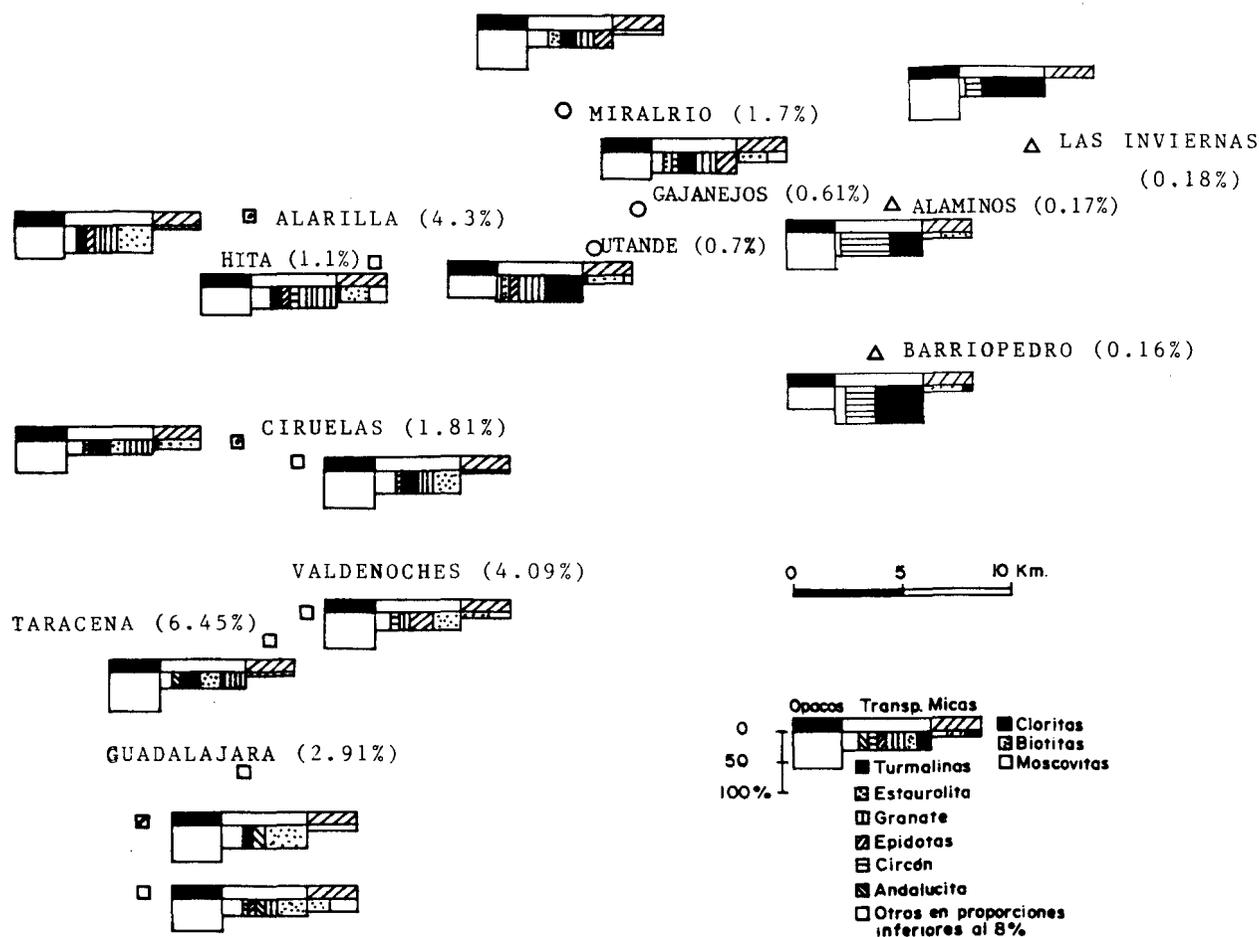


Fig. 4.—Distribución de las proporciones de minerales pesados en las distintas series estudiadas (son proporciones medias del conjunto de la serie). En el caso de Ciruelas se indican proporciones medias para las muestras de la Unidad Inferior (cuadrado con punto) e Intermedia (cuadrado con barra). En el caso de Guadalajara se representa lo mismo pero para las Unidades Intermedias y Superior (cuadrado con barra). Todas las muestras de la Alarilla (3) corresponden a la Unidad Inferior. El número entre paréntesis indica la proporción de minerales pesados en el conjunto de la muestra. En la figura 1 se observa la situación de los distintos puntos de muestreo en relación con los márgenes de la cuenca.

Sector central: turmalina (9-40 %), granate (21-29 %), epidota (10-20 %), estaurolita (5-10 %), andalucita (0-20 %), circón (3-12 %), apatito (2-6 %), distena, rutilo...

Sector oriental: turmalina (38-69 %), circón (20-52 %), granate, estaurolita, rutito, apatito...

Dentro de la asociación descrita, las variaciones en las proporciones relativas de los minerales más frecuentes (estaurolita, granate, turmalina y andalucita) reflejan ciertas diferencias mineralógicas de la Unidad Inferior con respecto a la Intermedia y, dentro de ésta variaciones en los distintos sectores distinguidos. Así, en la Unidad Inferior la asociación característica está formada por estaurolita, granate y turmalina, siempre en este orden de proporción decreciente. En la Unidad Intermedia el orden de pro-

porción se mantiene bastante en la zona centro (granate, turmalina y estaurolita) mientras que, por el contrario, en la zona occidental este orden es, como se observa en la figura 4, más variable.

Las muestras de la zona central de la Unidad Intermedia incluyen las proporciones más elevadas de granates y turmalina. Las muestras de la zona occidental presentan mayores proporciones de estaurolita y, en general, una dispersión mayor. Por último, las muestras de la Unidad Inferior presentan las menores proporciones de turmalinas. Otro hecho que queda patente es la disminución de granates desde áreas más proximales a áreas distales (fig. 4). Si consideramos las proporciones relativas de estaurolita, granate y andalucita (fig. 5) se observa una tendencia similar a la descrita anteriormente, expresándose

en dicha figura esta variación de zonas proximales a distales como evolución con el transporte.

Se ha representado en un diagrama triangular (fig. 6) la relación entre minerales de origen esencialmente ígneo (apatito, hornblenda, piroxenos...) frente a los de origen metamórfico (estaurolita, andalucita, granate, distena y sillimanita) y a los de mayor resistencia (turmalina, circón y rutilo). En dicho diagrama se aprecia un predominio de minerales metamórficos, mientras que para el central se observa un ligero aumento de los ígneos. Sin embargo, hay que tener en cuenta que se han considerado como minerales ígneos ciertas especies que también han sido reconocidas en facies metamórficas del borde de la Cuenca de Madrid (López Ruiz *et al.*, 1975), por lo que la mayor proporción de minerales considerados aquí como ígneos no indica necesariamente una mayor influencia de áreas fuente constituidas por rocas ígneas. Por el contrario, en el sector oriental son turmalina, circón y rutilo los minerales preponderantes.

El área fuente de las arenas miocenas del margen NE de la cuenca de Madrid

Tal y como hemos señalado en la introducción, el objetivo primordial de este trabajo no es la determinación de las áreas fuente de las arenas miocenas, puesto que la disposición y geometría de los distintos sistemas deposicionales ya la refleja (Alonso Zarza *et al.*, 1991). Sin embargo, creemos que los resultados obtenidos permiten corroborar dichos datos y determinar los factores que han determinado la composición final (ligeros y pesados) de estas arenas.

La composición final de las arenas está condicionada y refleja, en líneas generales, la influencia de cuatro factores: área fuente, clima, medio de transporte y sedimentación, y por último, los procesos diagenéticos (Suttner, 1974; Basu, 1985; Suttner y Dutta, 1986).

Dentro de este esquema pensamos que el clima pudo influir en la composición de las arenas miocenas del borde NE de la Cuenca de Madrid, aunque sólo de forma limitada si nos atenemos a las condiciones paleoclimáticas de carácter seco o semiárido que son deducibles de las asociaciones faunísticas presentes en las sucesiones miocenas (López-Martínez, *et al.*, 1985; López-Martínez, *et al.*, 1987; Sesé *et al.*, 1990). Un segundo aspecto a señalar es que, fuese cual fuese el efecto del clima, éste debió actuar de forma homogénea en todo el área estudiada. Por otra parte, el escaso enterramiento sufrido por las sucesiones miocenas estudiadas permite considerar como prácticamente despreciable el efecto de la diagénesis sobre la composición de estas arenas.

La influencia de los procesos de transporte y sedi-

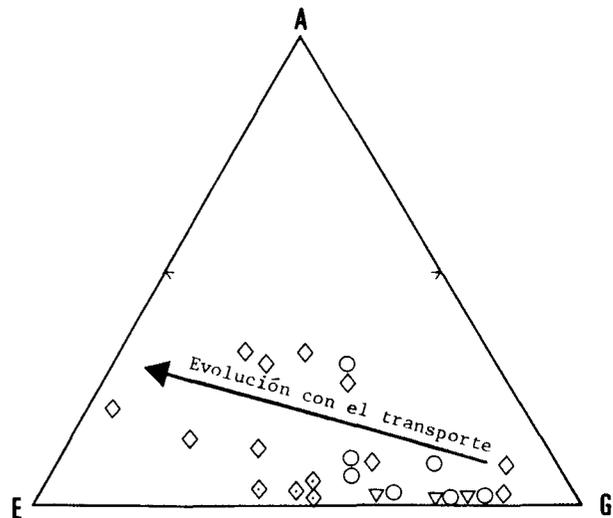


Fig. 5.—Proyección de los contenidos relativos en andalucita (A), estaurolita (E) y granate (G). Las muestras que presentan contenidos más bajos en granate son aquellas que se obtuvieron en zonas más alejadas del área fuente (serie de Guadalajara, Valdenoches, Taracena...). Misma leyenda que en figura 2.

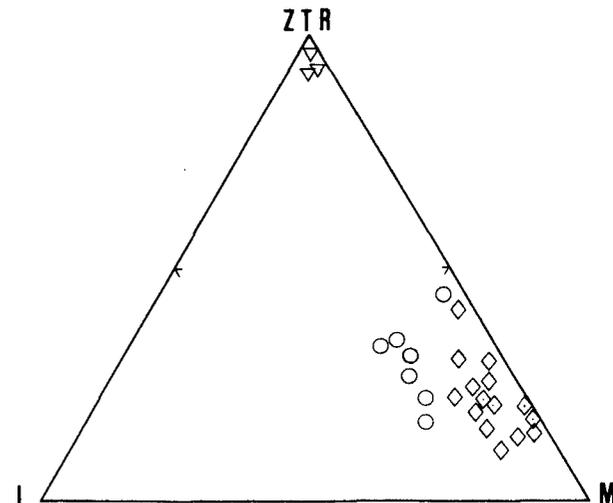


Fig. 6.—Proyección de los contenidos relativos en minerales ígneos (I), metamórficos (M) y resistentes (ZTR). Misma leyenda que en figura 2.

mentación en la composición de las arenas es un efecto comúnmente reconocido (Ricci Lucchi, 1985) e incluso demostrado en materiales terrígenos más antiguos (paleógenos) dentro de esta misma cuenca (Arribas y Arribas, 1986). Sin embargo, en el caso estudiado no hay diferencias notables, salvo en lo que se refiere a la distalidad respecto al área fuente, en los mecanismos de transporte sedimentarios, como

se deduce del funcionamiento de los sistemas sedimentarios clásticos (Alonso Zarza *et al.*, 1991).

Desde un punto de vista conceptual las variaciones composicionales en las arenas estudiadas deben reflejar esencialmente áreas fuente diferenciadas.

Tanto la composición modal como la tipología de los granos de cuarzo y la asociación de minerales pesados presentes en las arenas estudiadas permiten separar dos grupos de arenas bien diferenciados:

1) *Las arenas-areniscas de las zonas occidental y central*

Estas arenas incluyen en su composición modal importantes proporciones de fragmentos de rocas metamórficas, en general, de bajo grado. La tipología de los granos de cuarzo, esencialmente policristalinos y con extinción ondulante indicaría, también, áreas fuente de bajo grado metamórfico, como las que constituyen el sector oriental de Somosierra. En este sentido hay que señalar que estas arenas son de primer ciclo, es decir, procedentes directamente de la erosión de dichos macizos metamórficos. Por otra parte, la asociación de minerales pesados reconocida es característica de áreas fuente que han sufrido un metamorfismo regional de grado bajo o medio (Winkler, 1987). Esta asociación es similar a la reconocida por Fort y Díaz (1987) en las terrazas cuaternarias del río Henares, cuya área fuente última la constituyen también los macizos metamórficos del Sistema Central. Las variaciones relativas en la proporción de los minerales pesados no indican necesariamente variaciones en el área fuente (Morton, 1985), sino que en algunos casos pueden ser explicadas por factores deposicionales (situación proximal o distal dentro de un mismo sistema). Este hecho queda patente si observamos la disminución en la proporción de granates y el aumento en estauroлита según aumenta la distalidad al área fuente y puede ser explicado por la mayor densidad del granate en relación con la de estauroлита.

El cortejo de minerales pesados descrito difiere notablemente de la asociación reconocida en áreas más occidentales del borde N de la Cuenca del Tajo. En estas zonas las áreas fuente corresponden a materiales graníticos y gneísicos de alto grado metamórfico. En estas zonas están presentes dos asociaciones de minerales pesados. La primera está constituida por apatito, andalucita, circón, turmalina, granates y estauroлита, y la segunda por andalucita, apatito, granates, turmalina, circón, epidota, estauroлита y sillimanita (Fort, 1986).

2) *Arenas y areniscas de la zona oriental*

El hecho de que el área fuente de estas arenas sean los materiales carbonáticos de la Cordillera Ibérica hace que las características petrográficas de estas arenas sean bastante distintas de las anteriormente expuestas. En primer lugar hay que señalar un mayor contenido en cuarzo y menor en fragmentos de rocas, en este caso carbonáticas.

En segundo lugar, la tipología de los granos de cuarzo (fig. 3) indica que éstos proceden de rocas metamórficas de alto grado. Puesto que estas rocas no afloran actualmente en el margen NE de la Cuenca de Madrid cabe pensar que las arenas estudiadas se elaboraron a partir de formaciones sedimentarias más antiguas que si tuvieran sus áreas fuente en dichos materiales metamórficos de alto grado. Dichas formaciones pudieron ser la Formación «Arenas de Utrillas» del Cretácico o bien las facies Buntsandstein del Triásico. El estudio de arenas triásicas de la Cordillera Ibérica (Arribas, *et al.*, 1985) indica que el área fuente de dichos materiales son áreas gneísicas con influencia hacia el SE de zonas metamórficas de bajo grado.

De acuerdo con este planteamiento, la similitud de la tipología de los cuarzos presentes en las arenas miocenas del sector E de nuestra zona y la de los cuarzos de las Facies Buntsandstein permite deducir razonablemente que las primeras pueden ser reheredadas de estas últimas, teniendo su área fuente última en materiales de alto grado de metamorfismo. Las arenas estudiadas también pudieron derivar de las Arenas de Utrillas. Pero estas últimas no están tan bien caracterizadas petrológicamente, de ahí que, si bien para nosotros constituyen un área fuente evidente, no podemos hacer un razonamiento similar al anteriormente expresado. La asociación de minerales pesados en esta zona está claramente de acuerdo con esta idea, al ser claramente mayoritarios los minerales pesados más resistentes que pueden perdurar aún habiendo sufrido ciclos previos de sedimentación-diagénesis. La menor proporción de minerales pesados en este grupo de arenas también es indicativa de un área fuente empobrecida en minerales pesados, debido en este caso a su carácter reciclado.

Por tanto, las arenas de la zona E corresponden a arenas de, al menos, segundo ciclo. Este hecho explicaría a su vez el mayor contenido en cuarzo de estas arenas con respecto a las de las zonas central y oriental. Este carácter multicíclico ha sido puesto de manifiesto frecuentemente para explicar la génesis de cuarzoarenitas en climas áridos o semiáridos (Suttner *et al.*, 1981; Dickinson, 1988), ya que en climas tropicales que conlleven una intensa meteorización pueden generarse en un único ciclo sedimentario (Franzinelli y Potter, 1983).

Composición de arenas y contexto geotectónico

Además de la localización y caracterización de áreas fuente y materiales que las constituyen, el análisis de la composición de arenas permite obtener conclusiones sobre el entorno o contexto tectónico en que dichas arenas fueron generadas y acumuladas. De acuerdo con este punto de partida, Dickinson y Suczek (1979), Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1988) distinguen cuatro entornos bien definidos: cratones estables, basamentos elevados, arcos magmáticos y orógenos reciclados, en los cuales la composición modal de las arenas presenta características diferenciadas.

Sin embargo, esta caracterización de entorno geotectónico por métodos exclusivamente petrográficos no es siempre válida. La probabilidad de que el entorno real en que se generaron las arenas coincida con el extraído a partir del análisis de la procedencia no es la misma en todos los contextos geotectónicos (Basu & Blom, 1990). Métodos exclusivamente petrográficos son muy válidos si las arenas se generaron en arcos magmáticos, pero no lo son tanto si lo hicieron en orógenos reciclados. Hay por tanto que tener en cuenta estas acotaciones a la hora de interpretar los resultados.

Una observación más a señalar es que en el modelo propuesto por los autores más arriba citados no se contabilizan los fragmentos de rocas carbonáticas en la composición modal de las areniscas. Mack (1984), por el contrario, considera que tales fragmentos deben ser incluidos en la representación y su eliminación puede falsear considerablemente las interpretaciones de procedencia.

La abundancia de fragmentos de roca carbonáticos en las arenas estudiadas por nosotros hace que éstos hayan sido contabilizados en todos los casos. Así, la representación se ha llevado a cabo en un diagrama ternario en el que los vértices corresponden a: **Qm**, total de puntos contabilizados como cuarzo, **F**, total de puntos contabilizados como feldespatos (en ambos el tamaño del cristal es superior a 0,062 mm) y **Lt**, fragmentos lábiles poliminerales (el tamaño de cada mineral-cristal que compone el fragmento es inferior a 0,062 mm). El diagrama ternario usualmente utilizado en este tipo de análisis queda así modificado en lo que se refiere al polo **Lt**, en el que incluimos también granos **Lc** (fig. 7).

El resultado de la representación de los datos obtenidos en los diagramas es que la mayor parte de las muestras estudiadas se sitúan dentro del campo correspondiente a orógenos reciclados, hecho especialmente claro para la fracción 0,35-0,06 mm (fig. 7), mientras que en la fracción mayor se observa una mayor dispersión en el caso en que no se incluyan los fragmentos de rocas carbonáticas. En di-

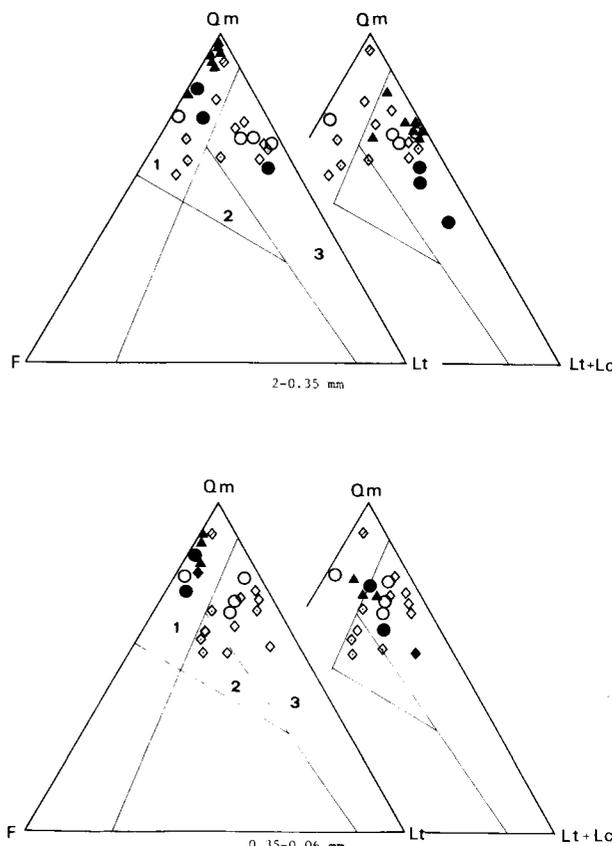


Fig. 7.—Clasificación de las muestras estudiadas según el criterio de Dickinson *et al.* (1983). Leyenda: Triángulos: zona oriental; círculos: zona central; rombos: zona occidental. Los símbolos en negro indican las muestras que por presentar contenidos importantes en fragmentos de roca carbonáticas modifican de forma importante su posición en el diagrama QmFLt+Lc con respecto a la del diagrama QmFLt.

cho gráfico (fig. 7) unas muestras quedan situadas dentro del campo de los orógenos reciclados mientras que quedan otras dentro del de los cratones estables. Por el contrario, si tenemos en cuenta los fragmentos de rocas carbonáticas (diagrama **Qm F Lt+Lc**) la mayor parte de las muestras se sitúan dentro del campo de los orógenos reciclados. Esta constatación coincide con la expresada por Arribas y Arribas (1986) en su estudio de las areniscas paleógenas de la Cuenca del Tajo. Se comprueba así que las áreas fuentes y el entorno geotectónico en que se generaron las areniscas tanto paleógenas como de las distintas unidades miocenas es similar, y coincidente con el obtenido para arenas cuaternarias generadas sobre materiales metamórficos del Sistema Central (Palomares, 1988).

La caracterización de orógeno reciclado, en el sen-

tido de Dickinson y Suczek (1979), para el entorno geotectónico en que tuvo lugar el depósito de las arenas miocenas aparece sustentado por la composición modal de éstas. El predominio de fragmentos líticos sedimentarios (con inclusión de Lc) y metasedimentarios es un rasgo típico de las arenas de procedencia de orógenos reciclados, en los que el área fuente consiste en formaciones sedimentarias más o menos metamorfizadas, con posible presencia local de rocas plutónicas y volcánicas, intensamente plegadas, fracturadas y ascendidas (Dickinson y Suczek, *op. cit.*). Se hace, no obstante, necesario destacar que el entorno geotectónico de la Cuenca de Madrid no se corresponde de forma directa con ninguno de los tres diferentes casos de orógenos reciclados (complejos de subducción, orógenos colisión y entornos «foreland» traseros a márgenes activos) diferenciados por estos autores. En esencia la Cuenca de Madrid es una cuenca intracratónica cuya formación aparece asociada a procesos de deformación intraplaca que dieron lugar a la individualización del Sistema Central (Vegas *et al.*, 1986), así como a la estructuración de la Cordillera Ibérica (Alvaro *et al.*, 1979), resultando de la confluencia de esfuerzos en el interior de la placa Ibérica desde los márgenes bético y pirenaico. En este sentido la acumulación de materiales terrígenos en la Cuenca de Madrid responde a un caso particular dentro de los entornos definidos por Dickinson y Suczek, posiblemente mixto entre los caracterizados como basamentos ascendentes y los atribuidos al concepto de orógeno reciclado. Dichas situaciones transicionales o bien no claramente definidas desde un punto de vista estructural han sido señaladas por Mack (1984).

Por otra parte, la diferenciación esencial de litologías entre los bordes N y E responden al diferente juego de ambas zonas a lo largo de los movimientos alpinos, mientras que las diferencias dentro del Sistema Central (especialmente entre Guadarrama y Somosierra) pudieron establecerse ya desde la orogenia hercínica a tenor de la información existente sobre el funcionamiento de la Falla de Berzosa (González Casado, 1986).

En suma, la composición modal de las arenas miocenas refleja un contexto geotectónico general de orógeno reciclado, pudiendo concluirse que la derivación es a partir de materiales sedimentarios y metamórficos que fueron deformados por la tectónica alpina. Una acotación posible a esta conclusión es que el entorno tectónico específico no es asimilable a los casos propuestos por Dickinson y Suczek (1979), si bien dentro del término «orógeno reciclado» y a la vista de los resultados podrían posiblemente incluirse también este tipo de deformaciones intraplaca que son debidas a los esfuerzos transmitidos desde orógenos de colisión ss.

Consideraciones finales

La composición modal de las arenas, junto con el análisis específico de la tipología de los granos de cuarzo y las asociaciones de minerales pesados, han definido la presencia de dos grupos de arenas bien diferenciados: 1) arenas procedentes de rocas metamórficas de bajo grado que fueron abastecidas directamente a partir de los macizos montañosos de Somosierra; 2) arenas procedentes de rocas abastecidas a partir de formaciones sedimentarias de la Cordillera Ibérica. En este caso la tipología de los granos de cuarzo refleja un área fuente última formada por rocas de mayor grado metamórfico, indicando el carácter multicíclico de las mismas. El cortejo de minerales pesados reconocidos en ambas zonas pone también de manifiesto dicha diferenciación. Estos resultados son plenamente coherentes con los deducidos a partir del funcionamiento de los sistemas deposicionales en este área NE de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno.

A lo largo de este trabajo se ha puesto de manifiesto que los métodos petrográficos tienen un cierto error a la hora de establecer una relación entre la composición modal de las arenas y el contexto geotectónico en que se generaron, sobre todo en un caso como el nuestro en el que el contexto tectónico de la cuenca de Madrid y de sus márgenes no es asimilable del todo a ninguno de los entornos contemplados como orógenos reciclados. Sin embargo, el hecho de que la composición modal de las arenas miocenas del borde NE de la Cuenca de Madrid refleje un contexto general de orógeno reciclado bien puede sugerir que entornos similares al estudiado en este trabajo también deberían contemplarse en el modelo de orógeno reciclado (siempre con las consiguientes modificaciones). La justificación de esta sugerencia se explica fácilmente teniendo en cuenta que este tipo de cadenas intraplaca, sin ser orógenos de colisión ss, sí se deben a la transmisión de esfuerzos en el interior de una placa desde sus bordes, en los que se están produciendo orógenos de colisión.

AGRADECIMIENTOS

Los Drs. Calvo, García del Cura y Ordóñez colaboraron eficazmente en la realización de la Tesis Doctoral que supone el punto de partida para este trabajo. Los Drs. Vegas y De Vicente nos ayudaron en el desarrollo de la discusión sobre los aspectos geotectónicos. Marta Palomares nos prestó su apoyo para resolver los problemas metodológicos que se nos plantearon. Este trabajo estuvo financiado parcialmente por el proyecto PB-89-32-0032.

Referencias

Aguilar, J. M. y Portero, J. M. (1984). Las arenitas de los abanicos aluviales terciarios de borde suroriental del Sis-

- tema Central. *I Congreso Español de Geología*. Tomo III, 147-158.
- Alonso Zarza, A. M. (1989). *Estudio petrológico y sedimentológico de las facies de abanicos aluviales del Neógeno en el sector NE de la Cuenca de Madrid y su relación con las facies más centrales, provincia de Guadalajara*. Tesis Doctoral. Publicaciones de la Univ. Complutense n.º 148/90, 465 págs.
- Alonso Zarza, A. M.; Calvo, J. P. y García del Cura, M. A. (1990). Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioeno del borde NE de la Cuenca de Madrid (provincia de Guadalajara). *Estudios Geol.*, 46, 415-432.
- Alonso Zarza, A. M.; Calvo, J. P. y García del Cura, M. A. (1991). Paleogeomorphological controls on the distribution and sedimentary styles of alluvial systems, Neogene of the NE of the Madrid Basin (Central Spain). In: *Fluvial Processes and alluvial sequences*. Int. Ass. Sedim. Spec. Pub. (en prensa).
- Alvaro, M.; Capote, R. y Vegas, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. Libro Hom. Prof. Solé Sabaris. *Acta Geol. Hisp.*, 14, 174-177.
- Arribas, J. y Arribas M. E. (1986). Caracterización y procedencia de las areniscas del Paleógeno del sector N de la Cuenca del Tajo. *Rev. Inst. Inv. Geol.*, 42-43, 5-22.
- Arribas, J.; Marfil, R. y De La Peña, J. A. (1985). Provenance of Triassic feldspathic sandstones in the Iberian Range (Spain). Significance of quartz types. *Jour. Sed. Petrology*, 55, 864-868.
- Basu, A. (1976). Petrology of Holocene fluvial sands derived from plutonic source rocks; implications to paleoclimatic interpretation. *Jour. Sed. Petrology*, 46, 694-709.
- Basu, A. (1985). Influence of climate and relief on composition of sands released at source areas. En: *Provenance of Arenites*. Ed. G. G. Zuffa, *Nato ASI Series*, C-148, 1-18.
- Basu, A. y Blom, M. (1990). Petrography, geochemistry, statistics and the reliability of common procedures for provenance determinations of siliciclastic rocks. *13th Int. Sedimentological Congress, Nottingham*, Abstracts, 40-41.
- Basu, A.; Young, S. W.; Suttner, L. J.; James, W. C. y Mack, G. H. (1975). Re-evaluation of the use of oscillatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Jour. Sed. Petrology*, 145, 874-882.
- Benayas, J.; Pérez Mateos, J. y Riba, O. (1960). Asociación de minerales detríticos en los sedimentos de la cuenca del Tajo. *Anales de Edafología*, 11, 635-671.
- Cawood, P. A. (1983). Modal composition and detrital clinopyroxene geochemistry of lithic sandstones from the New Eglans Fold Belt (East Australia): a Paleozoic forearc terrane. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 1199-1214.
- Dickinson, W. R. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Jour. Sed. Petrology*, 40, 695-707.
- Dickinson, W. R. (1985). Provenance relations from detrital modes of sandstones. En: *Provenance of Arenites*. Ed. G. G. Zuffa. *Nato ASI Series*, C-148, 333-361.
- Dickinson, W. R. (1988). Provenance and sediments dispersal in relation to Paleotectonics and Paleogeography of Sedimentary Basins. En: *New Perspectives in Basin Analysis*. Ed.: Kleinspehn, K. L. y Paola, C. Springer Verlag, 3-25.
- Dickinson, W. R. y Suczek, C. A. (1979). Plate tectonics and sandstone composition. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 63, 2164-2182.
- Dickinson, W. R. y Valloni, R. (1980). Plate setting and provenance of sands in modern ocean basins. *Geology*, 8, 82-86.
- Dickinson, W. R.; Beard, L. S.; Brakenridge, G. R.; Arjavez, J. L.; Ferguson, R. C.; Inman, K. F.; Knepp, R. A.; Lindberg, F. A. y Riberg, P. T. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 222-235.
- Feo-Cedecido, G. (1986). Heavy-mineral techniques and their application to Venezuelan stratigraphy. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 40, 984-1000.
- Folk, R. L. (1980). Petrology of sedimentary rocks. *Texas Hemphill's Bookstore*, Austin, 182 págs.
- Fort, R. (1985). *Prospección de placeres estanníferos en las áreas de Fuentes de Oñoro y Golpejas (provincia de Salamanca)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. *Univ. Complutense de Madrid*, 493 págs.
- Fort, R. (1986). Análisis mineralógico de la fracción pesada en los sedimentos detríticos terciarios próximos a Colmenar Viejo (Madrid). *Bol. R. Soc. Esp. de Mineralogía*, 9, 273-281.
- Fort, R. y Díaz, M. C. (1987). Estudio mineralógico en la fracción samítica de las terrazas de los ríos Jarama y Henares. *Bol. Soc. Esp. de Mineralogía*, 10, 149-157.
- Fort, R. y Bustillo, M. (1989). Elementos traza y parámetros cristalinos en casiteritas como indicadores de procedencia: Aplicación a la zona de Golpejas (Salamanca). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 12, 341-349.
- Franzinelly, E. y Potter, P. E. (1983). Petrology, chemistry and texture of modern river sands, Amazon river system. *Jour. Geol.*, 91, 23-39.
- Gazzi, P. (1966). Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazione con il flysch di Monghidoro. *Mineralog. Petrog. Acta*, 12, 69-97.
- González Casado, J. M. (1986). *Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid, 295 págs.
- Harrell, J. y Blatt, H. (1978). Polycrystallinity effect on the durability of detrital quartz. *Jour. Sed. Petrology*, 48, 25-30.
- Helmond, K. P. (1985). Provenance of feldspathic sandstone. The effect of diagenesis on provenance interpretations: A review. En: *Provenance of Arenites*. Ed. G. G. Zuffa. *Nato ASI Series*, C-148, 138-164.
- Herbig, H. G. y Stattegger, K. (1989). Late Paleozoic heavy mineral and clast modes from the Betic Cordillera (southern Spain): transition from a passive to an active continental margin. *Sediment. Geol.*, 63, 93-108.
- Hoyos, M.; Junco, F.; Plaza, J. R.; Ramírez, A. y Ruiz, J. (1985). El Mioceno de Madrid. En: M. T. Alberdi (coord.). *Geología y Paleontología del Terciario Continental de la provincia de Madrid*, CSIC, Madrid, 9-16.
- Hurford, A. J.; Fitch, F. J. y Clarke, A. (1984). Resolution of the age structure of the detrital zircon population of two lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission track dating. *Geol. Mag.*, 121, 269-396.
- Ingersoll, R. V. y Suczek, C. A. (1979). Petrology and provenance of Neogene sands from Nicobar and Bengal fans, DSPS Sites 211 and 218. *Jour. Sed. Petrology*, 49, 1217-1228.

- Ingersoll, R. V.; Bullard, T. F.; Ford, R. L.; Grimm, J. P.; Pickle, J. P. y Sares, S. W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Jour. Sed. Petrology*, 54, 103-116.
- Junco, F. y Calvo, J. P. (1983). Cuenca de Madrid. En: *Geología de España*. Tomo II, IGME, 534-543.
- Korsch, R. J. (1984). Sandstone compositions from the New England Orogen, eastern Australia: implications for tectonic setting. *Jour. Sed. Petrology*, 54, 192-211.
- Krynine, P. D. (1946). The turmaline group in sediments. *Jour. Geol.*, 54, 65-87.
- Kukhareno, A. A. (1961). Mineralogie des gisements alluvionaires. *Trad. Murosoff BRGM 5149*, 125 págs.
- López Martínez, M. et al. (1985). Approach to the Spanish continental Neogene Synthesis and paleoclimatic interpretation. *Abstracts of the VIIIth RCMNS Congress*, Budapest, 348-350.
- López Martínez, M.; Sesé Benito, C. y Herráez, E. (1987). Los yacimientos de Micromamíferos del área de Madrid. *Bol. Geol. Min.*, 98, 17-34.
- López Ruiz, J.; Aparicio, A. y García Cacho, L. (1975). El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama, Sistema Central Español. *Mem. IGME*, 86, 127 pág.
- Mack, G. H. (1978). The survivability of labile light mineral grains in fluvial, aeolian and littoral marine environments: The Permian Cutter and Cedar Mesa Formation, Moab, Utah. *Sedimentology*, 25, 587, 604.
- Mack, G. H. (1984). Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition. *Jour. Sed. Petrology*, 54, 212-220.
- Matter, A. y Ramseyer, K. (1985). Cathodoluminescence microscopy as a tool for provenance studies of sandstones. En: *Provenance of Arenites*. Ed. G. G. Zuffa. *Nato ASI Serie*, C-148, 191-212.
- McDonald, B. C. (1968). Composition of some garnets used in provenance studies of tills. *Jour. Sed. Petrology*, 39, 956-957.
- Morton, A. C. (1985). Heavy minerals in provenance studies. En: *Provenance of Arenites*. Ed. G. G. Zuffa. *Nato ASI Series*, C-148, 249-278.
- Palomares, M. (1988). Análisis de las arenas actuales derivadas del Sistema Central: Aplicación a los estudios de procedencia. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas. *Univ. Complutense de Madrid*, 191 págs.
- Pettijohn, F. J. (1975). *Sedimentary Rocks*. 3.ª edición. Harper & Row Publishers, 628 págs.
- Pettijohn, F. J.; Potter, P. E. y Siever, R. (1973). *Sand and Sandstones*. Springer-Verlag, New York, 618 págs.
- Peuraniemi, V. y Heinanen, K. (1985). Mineralogical investigations in the interpretation of heavy-mineral geochemical results from till. *J. Geoch. Explor.*, 23, 315-328.
- Racero, A. (1988). Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NW de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos de subsuelo. *II Congreso Geológico de España*. Granada. Simposium, 213-222.
- Ricci Lucchi, F. (1985). Influence of transport processes and basin geometry on sand composition. En: *Provenance of Arenites*. G. G. Zuffa (ed.) *Nato ASI Series*, C-148, 19-45.
- Rittenhouse, G. (1943). Transportation and deposition of heavy minerals. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 54, 1725-1780.
- Rubey, W. W. (1933). The size distribution of heavy minerals within a water-laid sandstone. *Jour. Sed. Petrology*, 3, 3-29.
- Sesé, C.; Alonso Zarza, A. M. y Calvo, J. P. (1990). Nuevas faunas de micromamíferos del Terciario continental de NE de la Cuenca de Madrid (provincia de Guadalajara). España. *Estudios Geol.*, 46, 433-451.
- Stattegger, K. (1986). Heavy minerals and provenance of sands: modelling of lithological end members from river sands of northern Austria and from sandstones of the austroalpine Gosau Formation (Late Cretaceous). *Jour. Sed. Petrology*, 57, 301-310.
- Suttner, L. J. (1974). Sedimentary petrographic provinces: an evaluation. *Soc. Econ. Paleon. Miner. Spec. Pub.* 21, 75-84.
- Suttner, L. J. y Dutta, P. K. (1986). Alluvial sandstone compositions and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Jour. Sed. Petrology*, 56, 329-345.
- Suttner, L. J.; Basu, A. y Mack, G. H. (1981). Climate and the origin of quartzarenite. *Jour. Sed. Petrology*, 51, 1235-1246.
- Tortosa, A.; Palomares, M. y Arribas, J. (1991). Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. En: *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Ed: A. C. Morton, S. P. Todd y P. D. W. Haughton. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 57, 47-54.
- Tourtlot, H. A. (1968). Hydraulic Equivalence of grains of quartz and heavier minerals and implications for study of placers. *Geol. Survey Professional paper*, 590-F, 13 págs.
- Vegas, R.; Vázquez, T. y Marcos, A. (1986). Tectónica alpina y morfogénesis en el Sistema Central español: modelo de deformación intracontinental distribuida. *Geogaceta*, 1, 24-25.
- Vitanage, P. W. (1957). Studies of zircon types in the Ceylan Pre-Cambrian complex. *Jour. Geol.*, 65, 117-128.
- Winkler, H. G. F. (1978). *Petrogenesis de Rocas Metamórficas*. H. Blume Ed. Madrid, 346 págs.
- Zuffa, G. G. (1980). Hybrid arenites: their composition and classification. *Jour. Sed. Petrology*, 50, 21-29.
- Zuffa, G. G. (1985). Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. En: *Provenance of Arenites*. Ed. G. G. Zuffa, *Nato ASI Series*, C-148, 165-189.

Recibido el 19 de junio de 1991
Aceptado el 14 de noviembre de 1991