

PROCESOS DIAGENETICOS EN LAS ARENISCAS DEL BUNTSANDSTEIN DE LA CORDILLERA IBERICA

Por R. MARFIL *, B. DE LA CRUZ ** y J. A. DE LA PEÑA *

RESUMEN

Composicionalmente los materiales estudiados son, en general, arcosas y subarcosas, con cantidades variables de matriz arcillosa, cementadas por dolomita, calcita, sílice (opalina o de crecimiento sintaxial sobre los granos de cuarzo), óxidos de hierro y, esporádicamente, baritina.

Se abordan los siguientes problemas:

1. Estabilidad de los minerales durante la diagénesis.
2. Diferenciación entre matriz primaria, pseudomatriz y cemento arcillo-micáceo.
3. Génesis y orden de aparición de los cementos existentes.
4. Estudio de estructuras y texturas diagenéticas.

Finalmente se analiza la distribución espacial de estos procesos, dando los estadios diagenéticos alcanzados en cada área.

ABSTRACT

Compositionally the materials studied are generally arkoses and subarkoses, with variable proportions of argillaceous matrix, cemented by dolomite, calcite, silica (opal or syntaxial overgrowths of grains of quartz), iron oxides and sporadically, baritine.

The problems dealt with are the following:

1. Stability of the minerals during diagenesis.
2. Differentiation among primary matrix, pseudomatrix and argillaceous-micaceous cement.
3. Origin and order of appearance of the cements.
4. Study of diagenetic structures and textures.

* Dpto. de Petrología, Universidad Complutense, Madrid.

** Junta de Energía Nuclear, Madrid.

Finally, the spacial distribution of these processes is analyzed and the diagenetic stages, which are reached in each area, are give.

RÉSUMÉ

Les matériaux étudiés sont, en général, des arkoses et subarkoses, avec une matrice argileuse en quantité variable; ils sont cimentés par la dolomite, la calcite, la silice (opale ou de croissance sintaxiale autour des grains de quartz), des oxydes de fer et parfois de la barytine.

On a étudié les problèmes suivants:

1. La stabilité des minéraux durant la diagenèse.
2. La différenciation entre: matrice primaire, pseudomatrice et ciment argilo-micacé.
3. La genèse et l'ordre d'apparition des ciments existants.
4. L'étude des structures et textures diagénétiques.

Finalment, on analysé la distribution spatiale de ces processus, et on présente les stades diagénétiques atteints dans chaque région.

INTRODUCCIÓN

Hasta la actualidad las areniscas del Buntsandstein han sido tema de estudios estratigráficos, petrológicos y mineralógicos. Ahora bien, el gran auge que ha tomado en los últimos años el estudio de los procesos diagenéticos nos ha llevado a intentar reproducir los estadios por los cuales han pasado estas rocas desde el momento de su deposición hasta su emersión y meteorización.

La elección de estos materiales como motivo de un estudio tan específico se justifica por la existencia de trabajos previos en que los autores han abordado aspectos tales como su procedencia, composición, ambiente de sedimentación, etc. SÁNCHEZ et al. (1971), MARFIL et al. (1971), GABALDÓN y DE LA PEÑA (1973), DE LA CRUZ (1976), GARCÍA et al. (1976) y LUCAS et al. (1976).

Para este estudio se han dispuesto de los datos suministrados por nueve columnas levantadas en afloramientos a lo largo de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, desde el borde del Sistema Central hasta Teruel, así como de los correspondientes a varios sondeos efectuados por la Junta de Energía Nuclear en la zona de Mazarete. Como complemento, también se han incorporado datos obtenidos en observaciones efectuadas en puntos dispersos del amplio sector estudiado, figura 1.

Se han seleccionado unas trescientas muestras a las cuales se ha realizado estudio petrográfico en lámina delgada previa tinción de faldespatos y carbonatos. Las muestras cuyo cemento y/o matriz presentaban problemas de reconocimiento han sido estudiadas mediante difracción de rayos X. También se han realizado análisis químicos.

A modo de resumen de los datos ya publicados en los trabajos citados, los materiales que se estudian son composicionalmente arcosas y subarcosas, observándose hacia el este de la zona un incremento en el porcentaje de estas últimas y un mayor contenido en matriz arcillosa. Sus colores dominantes son pardos (10YR a 5YR) y rojos (10R) subordinados. Frecuentemente hay zonas gris-verdosas (5Y a 5GY) afectando irregularmente a las anteriores.

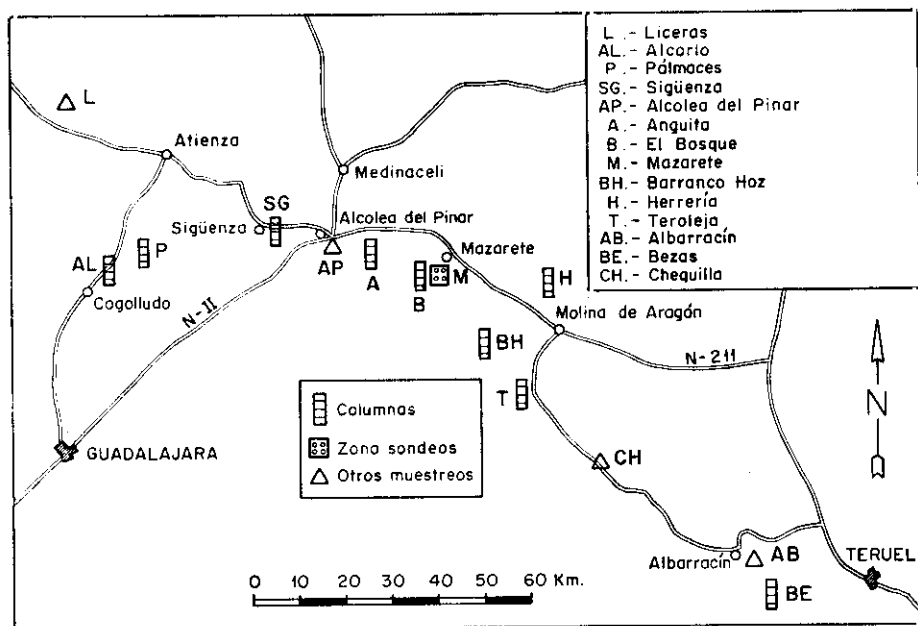


Fig. 1. Esquema de situación de la zona estudiada

ESTABILIDAD DE LOS MINERALES EN LA DIAGÉNESIS

En el cuadro I se ha hecho una representación gráfica para poder tener una idea de conjunto de los tres procesos que afectan a los minerales (corrosión, neoformación y transformación). Los valores gráficos sólo son semicuantitativamente válidos para cada mineral, no siendo comparables entre distintos minerales.

El fenómeno más frecuente observado en estas areniscas feldespáticas es el de la *corrosión* de los componentes del esqueleto (cuarzo, feldespatos, micas, turmalina, circón, etc.) por el cemento carbonático, figura 2, y/o por la matriz arcillosa en menor proporción. En orden de importancia, el segundo fenómeno observado es el de la *neoformación* de los componentes del esqueleto ya citados que da lugar a parte de la cementación de estas rocas y que, por tanto, describiremos más adelante.

El fenómeno de la *transformación* es el observado menos frecuentemente, ya que afecta a minerales presentes en una menor proporción, tales como algunas micas, minerales de la matriz y algunos feldespatos potásicos. La escasez de plagioclasas en estas rocas nos hace pensar que aunque su transformación a minerales de arcilla tuvo lugar fundamentalmente durante la hipergénesis también continuó durante la diagénesis. La interrogación que figura en el cuadro I se debe a que las transformaciones diagenéticas de las plagioclasas han alcanzado su etapa final y no quedan casi relictos que permitan reconocer los procesos.

Hemos observado que la corrosión de los cuarzos y feldespatos está producida fundamentalmente por carbonatos, siendo más intenso el proceso en los cuarzos policristalinos y en los feldespatos maclados.

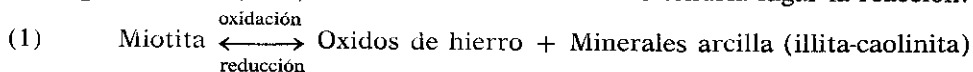
CUADRO I
ESTABILIDAD MINERALOGICA

MINERALES		CORROSION	NEOFORMACION	TRANSFORMACION	SE CORROE POR:	SE NEOFORMA A PARTIR DE:	SE TRANSFORMA EN:
MINERALES DETRITICOS DEL ESQUELETO	FUNDAMENTALES						
	CUARZO				- Carbonatos - Min. arcilla - Pechblenda	- Soluciones diagenéticas	
	FELDES-PATO K				- Carbonatos - Min. arcilla - Sílice - Pechblenda	- Soluciones diagenéticas	- Min. arcilla - Sílice (cuarzo)
	MOSCOVITA				- Carbonatos - Sílice	- Min. arcilla	- Min. arcilla
	BIOTITA				- Carbonatos - Sílice	- Min. arcilla	- Min. arcilla - Clorita - Oxidos Fe - Glauconita
	ACCESORIOS						
	PLAGIO-CLASA						- Min. arcilla
	TURMALINA				- Carbonatos - Sílice - Min. arcilla	- Soluciones diagenéticas	
	CIRCON				- Sílice		
	MATRIZ						
ILLITA				- Carbonatos - Sílice	- Otros min. arcilla - Feldespatos - Frag. rocas lábiles	- Moscovita	
CAOLINITA				- Carbonatos - Sílice	- Otros min. arcilla - Feldespatos - Frag. rocas lábiles	- Illita	

Los datos suministrados por las transformaciones de las micas son de los más importantes para conocer el ambiente diagenético. Los procesos observados por nosotros han sido los siguientes:

- a) Moscovita → Illita.
- b) Corrosión de moscovita y biotita por carbonatos a través de los planos de exfoliación.
- c) Minerales de arcilla → Moscovita.
- d) Biotita → Clorita.
- e) Biotita → Oxidos de hierro.
- f) Biotita → Glauconita.
- g) Corrosión de biotita por sílice.
- h) Minerales de arcilla → Biotita.

Según DAPPLES (1967) en el estadio redoxomórfico tendría lugar la reacción:



pasando la biotita, en presencia de carbonatos y en ambiente débilmente reductor, a clorita. Por otro lado, en un ambiente débilmente alcalino ($pH = 8$) la biotita es estable y puede neoformarse si existe un ambiente reductor (1). Hay autores, como MILLER (1957) y el mismo DAPPLES (1967), que citan biotitas autógenas a partir de illita y caolinita en zonas reducidas dentro de areniscas rojas a favor de restos carbonosos, en cuyo caso se forma más aquélla que la moscovita.

Tal vez las zonas donde nosotros encontramos neoformación de biotita con preferencia sobre la moscovita se deba precisamente a la existencia de dichas condiciones, ya que éstas se dan fundamentalmente en areniscas gris-verdosas.

La aparición de clorita en arcosas grises asociadas con carbonatos y su escasez en las arcosas rojas más oxidadas parece indicar que la clorita es más estable que la biotita en un ambiente de precipitación de carbonatos.

La moscovita es más estable en los tramos rojos, pudiendo neoformarse a partir de illita y/o caolinita en medio oxidante, donde la biotita es inestable y se altera a óxidos de hierro.

En el cuadro I se observa que el mineral más estable en el ambiente diagenético ha sido la moscovita, ya que es el único en el que domina la neoformación sobre los demás procesos.

Turmalinas y circones, aunque minerales de alta resistencia, aparecen con estabilidad algo inferior a la de la moscovita, ya que en ellos domina la corrosión sobre la neoformación.

De otros minerales accesorios, tales como apatito, rutilo, epidota, etc., por su escasa presencia no disponemos de datos suficientes para dar su estabilidad en la diagénesis.

EL PROBLEMA DE LA MATRIZ

De acuerdo con diversos autores, consideramos el tamaño de la matriz de cualquier origen en menor de 30 μ . Dicha matriz puede ser primaria (sin-sedimentaria) o secundaria (diagenética).

Hemos considerado que la cuantificación de la matriz, así como su identi-

ficación composicional es un problema importante a resolver, pues no sólo permitirá clasificar las areniscas estudiadas como maduras o inmaduras (FOLK, 1956 y McBRIDE, 1963), o incluirlas como «grauvacas texturales» (DICKINSON, 1970), sino también un mejor conocimiento de los procesos diagenéticos sufridos por ellas.

Para este trabajo utilizamos la nomenclatura de DICKINSON (1970) para los distintos tipos de matriz por considerarla adecuada al caso, clara y con un gran sentido genético. Según este criterio hemos reconocido que los componentes fundamentales de la matriz de las arcosas descritas la forman clastos lábiles (esquistos micáceos, pizarras arcillosas, fragmentos de rocas volcánicas, etc.) deformados por compactación y presión-solución, todo lo cual da lugar a una *pseudomatriz*, figura 3.

El producto de alteración diagenética de feldespatos (plagioclasas fundamentalmente), fragmentos de rocas sedimentarias (ortopizarras y areniscas) y fragmentos de rocas volcánicas, todos los cuales se transforman en caolinita y/o illita, originan lo que podríamos denominar *epimatriz*, pues texturalmente tiene los caracteres requeridos para tal denominación. Este tipo de matriz tiene similar importancia cuantitativa que la anterior.

Menos abundante se reconoce la presencia de *ortomatriz*, la cual es difícil de diferenciar de la *epimatriz* cuando se han borrado las texturas relictos. Su génesis se debe a la recristalización del material fino sedimentado (matriz primaria o *protomatriz*).

Por último, la neoformación de micas origina un *cemento micáceo*, el cual tiene hábito cristalino monomineral y composición de illita-moscovita en los niveles rojos y de biotita en los gris-verdosos.

Resumiendo, podemos decir que estas arcosas eran areniscas «limpias», menos del 15 % de matriz, en el momento de su deposición, existiendo tres tipos fundamentales de alteración diagenética que contribuirían al incremento de la misma y que en un orden temporal serían:

- a) Reemplazamientos que pueden ser pseudomorfos de granos detríticos enteros o sustituciones parciales de los mismos.
- b) Deformación de granos del esqueleto, tales como esquistos micáceos, micas, microlitos de fragmentos de rocas volcánicas, etc.
- c) Neoformación de minerales arcillo-micáceos en huecos.

Todos estos hechos nos conducen a una «grauvaquización» (KUENEN, 1966) de las arcosas estudiadas, aunque más adelante veremos que la existencia de cementación dolomítica ha detenido, y en algunos casos borrado, este efecto de enriquecimiento en matriz.

NATURALEZA Y GÉNESIS DE LOS CEMENTOS

Nos referimos a todos los cementos presentes en estas rocas salvo al arcillo-micáceo que ya hemos tratado anteriormente por estar implicado en el problema de la matriz.

- Por orden de importancia cuantitativa, según los datos obtenidos en el análisis modales, los cementos presentes y sus características composicionales y texturales son los siguientes:

Cemento carbonático. Fundamentalmente dolomita, a menudo ferrífera (alrededor del 10 % de FeO en las más ricas). Presenta texturas macrocrista-

linas poiquilotópicas englobando los granos detríticos y en menor proporción mosaicos inequigranulares con contactos rectos entre los cristales, estando distribuida en parches irregulares.

La calcita es mucho más escasa, presentando textura en mosaico a favor de grietas y fracturas y otras veces texturas rómbicas difusas con los contornos enfatizados por óxidos de hierro, figura 4, como consecuencia de procesos de dedolomitización.

En los sondeos se han encontrado varios niveles de costras calcáreas con texturas pisolíticas.

Cemento ferruginoso. Principalmente hematites y goethita; a veces alguna alteración a limonita. Texturalmente presenta tres formas características:

- a) Película sobre los granos detríticos.
- b) Depósitos en poros y microfracturas con hábitos fibrosos y botroidales.
- c) Absorbidos sobre los minerales de arcilla.

Cemento siliceo. Se presenta como cuarzo, ópalo y como formas fibrosas (calcedonia). El cemento de cuarzo tiene una textura sintaxial sobre granos detríticos pudiendo diferenciarse perfectamente ambas zonas gracias a la película de óxidos de hierro interpuesta, figura 5.

Cuando el crecimiento está muy desarrollado, los cristales llegan a dar un mosaico con contactos rectos. En algunos niveles de la base, donde los depósitos son más potentes, se observan contactos suturados.

El ópalo rellena poros y se distribuye en parches dispersos.

Las formas fibrosas son muy escasas y parecen sustituir fragmentos de rocas volcánicas.

Cemento feldespático. Se traduce en delgadas y nítidas películas sobre los granos subredondeados de feldespato potásico detríticos, dando tendencias idiomorfas, figura 6.

Cemento de baritina. Es muy escaso y se presenta asociado al cemento dolomítico. Se encuentra puntualmente y tiene textura en mosaico macrocristalino.

Hemos intentado establecer la génesis de todos estos cementos partiendo de una secuencia que ha sido determinada mediante el estudio de las relaciones de fábrica, la cual parece ser: Goethita-hematites, cuarzo secundario, feldespato secundario, dolomita-baritina, ópalo, micas y calcita-limonita.

Durante la diagénesis temprana el hierro sufre reacciones redoxomórficas que, según DAPPLES (1967), son las responsables del color final de la roca. Los depósitos estudiados tienen un valor medio de óxidos de hierro de 3,3 % en muestras rojas y pardas y en 2,0 % en las gris-verdosas; siendo el valor máximo encontrado, en el caso de las rojas, de 9 %.

Nosotros, MARFIL et al. (1971), ya abordamos la diferenciación entre los lechos rojos y pardos de las areniscas estudiadas, por ello nos limitaremos aquí a describir los caracteres de los gris-verdosos y la génesis de todos ellos. Cuando las reacciones redoxomórficas se llevan a cabo en un ambiente oxigenado, como ocurre en nuestros depósitos, y llegan los óxidos de hierro como detritos, absorbidos por los minerales de arcilla, o bien como iones ferrosos transportados por aguas subterráneas poco oxigenadas, se origina principalmente goethita y hematites, dando colores pardos y rojos respectivamente inmediatamente después de la sedimentación. La acumulación de materia orgánica en algunas zonas y su evolución condicionan fenómenos de reduc-

ción que se reflejan en coloraciones gris-verdosas y en la aparición de minerales, tales como piritita, calcopiritita y covelina.

Durante el estadio locomórfico tendría lugar una silicificación seguida del crecimiento secundario de feldespatos potásicos y de cementación dolomítica.

La precipitación de cuarzo como sobrecrecimiento de granos detríticos es la forma más frecuente de cementación silícea. La fuente de la sílice es inorgánica a favor de fenómenos de disolución por presión, alteración de feldespatos y transformaciones de minerales de arcilla.

Para algunos autores el contacto suturado entre cuarzos adyacentes indicaría que por presión-disolución ha habido interpenetración, sin embargo, SIPPEL (1968) dice que este hecho está relacionado con la fuerza del crecimiento secundario. TRURNIT (1968) pone varios ejemplos de disolución por presión e incluso de contactos estilolíticos en los cantos de cuarcita de los materiales y zona estudiados por nosotros. Nuestras observaciones petrográficas confirman que la génesis de los contactos suturados está fundamentalmente relacionada con la presión de carga. Además, su aparición dominante en la base parece apoyar esta idea.

La presencia de formas fibrosas de cuarzo sustituyendo a la matriz lo consideramos como un proceso locomórfico temprano tal vez coetáneo con los crecimientos secundarios de cuarzo.

Aunque es frecuente la inclusión de la feldespatización en estadios más avanzados de diagénesis (filomórfico), en nuestro caso hay evidencias texturales de ser anterior a la cementación dolomítica que suponemos locomórfica en gran parte. Su presencia en los tramos superiores de las columnas se debe a la mayor actividad química de los fluidos intersticiales a causa de la influencia de la transgresión del Triás medio. Las condiciones dadas por GARRELS y MACKENZIE (1971) para la neoformación del feldespato potásico (fuerte concentración de sílice disuelta, una relación K^+/H^+ elevada, temperatura moderada y ambiente alcalino) parecen concordar perfectamente con el ambiente diagénético sufrido por las areniscas feldespatizadas.

La cementación dolomítica es posterior a la silicificación y feldespatización produciendo la corrosión de ambas. La fuerza de cristalización de los carbonatos actúa sobre las fracturas, maclas y clivajes de cuarzos, feldespatos y micas detríticas, convirtiendo arcosas con esqueleto denso en otras con esqueleto quebrantado. En algunas zonas del cemento dolomítico se conservan perfectamente los fantasmas de los granos detríticos preexistentes, figura 7. Cuando existe matriz ésta también ha sido reemplazada por dolomita. Dada la localización preferente de este cemento en los tramos altos de las columnas cabe pensar en que su génesis está relacionada con la influencia de las aguas del mar del Muschelkalk.

La cementación por baritina no es un fenómeno raro en los depósitos arcóscos. SHOEMAKER et al. (1959) la citan en arcosas de grano grueso, siendo el bario un elemento importante como asociado a los niveles mineralizados de Uranio. Según WALDSCHMIDT (1941) este cemento se asocia con los carbonáticos, siendo normalmente el último en precipitar. En nuestro caso se confirman dichas relaciones con el uranio y con el cemento dolomítico.

El cemento opalino es raro en rocas antiguas y no es estable en los últimos estadios de la diagénesis. Su presencia en las rocas que estudiamos puede ser debida a la existencia de algún efecto inhibitor que impide su recristalización a cuarzo, o bien a un origen telogénico. La ausencia de corrosión del ópalo

por los carbonatos nos hace pensar que la cementación opalina sea posterior a la carbonática.

En el estadio filomórfico tendrían lugar los fenómenos de autigénesis de micas (moscovita y biotita), siendo más frecuentes los mismos en los niveles de areniscas más arcillosas. Estas micas neoformadas tardíamente presentan un gran idiomorfismo y ausencia de corrosión por carbonatos. En cuanto a las condiciones de ambiente de neoformación de estas micas ya hemos hecho referencia a ellas con anterioridad.

Por último, en la etapa de emersión-meteorización se produce un reemplazo de dolomita por calcita, y una cementación de calcita que rellena la porosidad secundaria. Otro proceso que se da en esta etapa y que se suma al conjunto de las cementaciones es la limonitización que sufren las formas de hierro anteriormente descritas.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL Y TEMPORAL DE LOS CEMENTOS

Como síntesis de nuestras observaciones sobre los cementos damos, en el cuadro II, datos en cuanto a su distribución en el tiempo y en el espacio.

CUADRO II

TIPO DE CEMENTO	DISTRIBUCION TEMPORAL	DISTRIBUCION ESPACIAL
Ferruginoso	Constante	Constante, aumentando hacia el este
Silíceo	Cuarzo	Constante, aumentando hacia el este
	Opalo	Irregular
Feldespático	Constante, aumentando hacia el techo	Constante
Dolomítico	Irregular, aumentando hacia el techo	Constante, aumentando hacia el oeste
Baritina	Irregular	Irregular
Micáceo	Constante, a favor de niveles arcillosos	Constante, aumentando hacia el este

Con respecto a su distribución temporal, la denominación de constante se refiere a que un cemento esté presente a lo largo de toda la columna, aunque con porcentajes variables; es irregular cuando se concentra en algunos tramos solamente. Del mismo modo, en la distribución espacial un cemento será constante cuando esté presente en todas las zonas e irregular cuando su presencia esté restringida sólo a algunas de ellas.

CONCLUSIONES

Los procesos diagenéticos más importantes sobreimpuestos a los sedimentos estudiados son la *silicificación*, la *feldespatización*, la aparición de *matriz secundaria* y la *cementación dolomítica*.

La estabilidad mineralógica de los componentes fundamentales se ve afectada en mayor o menor grado por *corrosiones, neoformaciones y transformaciones*, dependiendo de las condiciones ambientales en cada estadio diagenético.

El origen de la matriz de las areniscas arcóscicas estudiadas es fundamentalmente diagenético. Su mayor desarrollo hacia las áreas más orientales ha conducido a una grauvaquización de estos depósitos. Este proceso ha sido detenido y borrado en parte cuando existe cementación dolomítica.

La secuencia de la cementación que se deduce de las relaciones texturales es la siguiente: Goethita-hematites, cuarzo secundario, feldespato secundario, dolomita-baritina, ópalo, calcita-limonita.

Los minerales que integran el cemento ferruginoso (goethita y hematites) y dan lugar a la coloración dominante pardo-rojiza se estabilizaron durante la diagénesis temprana. La coloración gris-verdosa subordinada responde a la existencia de zonas reductoras por acumulación de materia orgánica en ellas.

El grado de diagénesis alcanzado en el conjunto de los depósitos estudiados es moderado (estado *locomórfico* de DAPPLES, 1967) si bien hacia el Este, donde aumenta el espesor de los sedimentos, se ha llegado en ocasiones a una mayor intensidad favorecida por el incremento de presión litostática y la circulación de fluidos hidrotermales en la base.

BIBLIOGRAFIA

- CRUZ, B. DE LA (1976): Análisis metalogenético del yacimiento de Uranio de Mazarete (Provincia de Guadalajara). Tesis Doctoral de la Universidad Complutense de Madrid.
- DAPPLES, E. C. (1976): Diagénesis of Sandstones. En: Diagenesis in sediments. *Developments in Sedimentology*, 8. Elsevier Publishing Company: 91-125.
- DICKINSON, W. R. (1970): Interpretating detrital modes of graywacke and arkose. *Jour. Sed. Petrology*, 40: 695-707.
- GABALDÓN, V. y DE LA PEÑA, J. A. (1973): Estudio petrológico del Carbonífero, Pérmico (?) y Triásico inferior del NW de Molina de Aragón (Guadalajara). *Estudios Geol.* vol. 29: 63-75.
- GARCÍA, M. C.; LUCAS, J.; DE LA PEÑA, J. A. y MARFIL, R. (1976): La cuenca triásica de la rama castellana de la Cordillera Ibérica: I. Petrografía y mineralogía. *I Coloquio de Estratigrafía y Paleografía del Trias y Pérmico en España*.
- GARRELS, M. and MACKENZIE, F. T. (1971): *Evolution of Sedimentary Rocks*. W. W. Norton and Company. Inc. New York, 397.
- KUENEN, P. H. (1966): Matrix of turbidites: Experimental approach. *Sedimentology*, 7: 267-297.
- LUCAS, J.; GARCÍA, M. C.; MARFIL, R. y DE LA PEÑA, J. A. (1976): La cuenca triásica de la rama castellana de la Cordillera Ibérica. III. Historia. *I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Trias y Pérmico en España*.
- MARFIL, R.; ALONSO, J. J. y GARCÍA, M. C. (1971): Estudio del material cementante del Trias inferior de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, vol. 27: 427-439.
- McBRIDE, E. F. (1963): A classification of Common Sandstones. *Jour. Sed. Petrology*, 33: 664-669.
- MILLER, Jr. D. N. (1957): Authigenic biotite in spheroidal reduction spots, Pierce Canyon red beds, Texas and New México. *Jour. Sed. Petrology*, 27: 177-181.

- SÁNCHEZ, V.; MARFIL, R., DE LA CRUZ, B. y DE LA PEÑA, J. A. (1971): Sedimentological study of the Triassic period from the Iberica Mountains and the Prebetic zone, Spain. Abstracts *VIII International Sedimentological Congress*, Heidelberg: 85-86.
- SHOEMAKER, E.; MIEBCH, A. T.; NEWMAN, W. L. and RILEY, L. B. (1959): Elemental composition of the sandstone-type deposits. En Garrels, R. M. and Larsen, E. S., 3d Geochemistry and mineralogy of the Colorado Plateau uranium ores. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, 320: 236.
- SIPPEL, R. F. (1968): Sandstone petrology, evidence from luminescence Petrography. *Jour. Sed. Petrology*, 38: 530-554.
- TRURTNIT, P. (1968): Pressure solution phenomena in detrital rocks *Sediment. Geol.*, 2: 89-114.
- WALDSCHMIDT, W. A. (1941): Cementing materials in sandstones and their probable influence on the migration and accumulation of oil and gas. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists*, 25: 1839-1879.

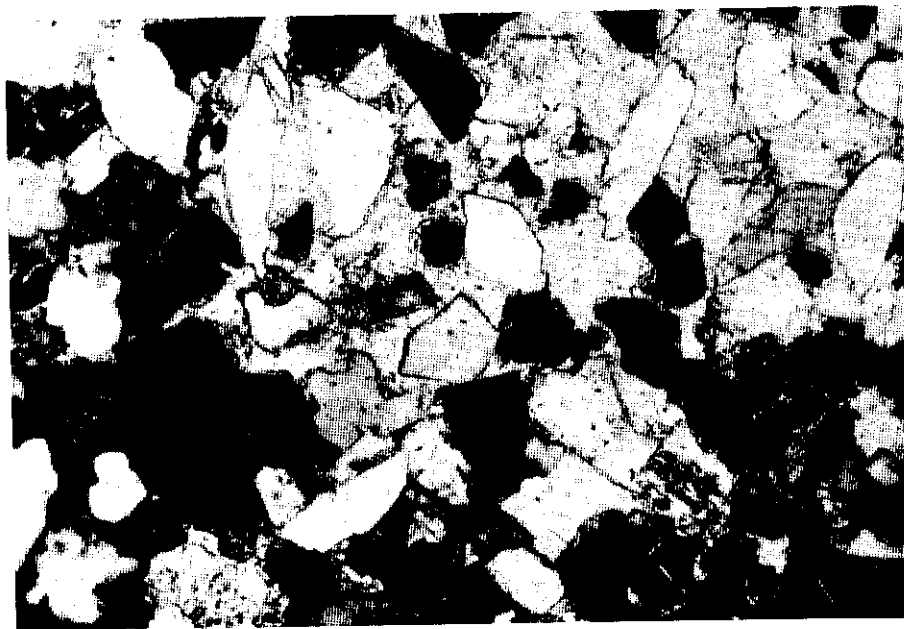


Fig. 2. *Corrosión de cuarzos y feldespatos potásicos por el cemento dolomítico. N. C. $\times 25$*

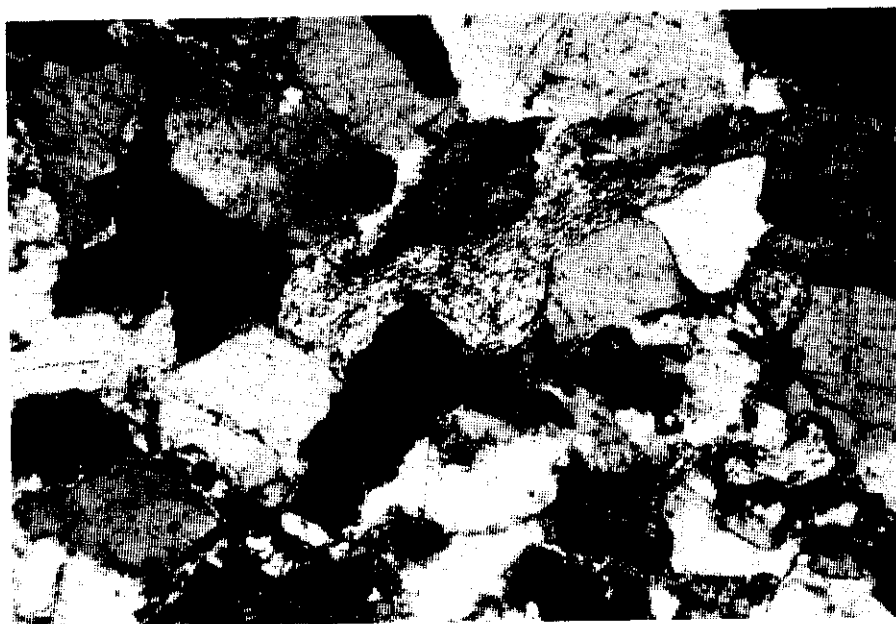


Fig. 3. *Detalle de un fragmento de roca metamórfica deformado y dando lugar a una pseudomatriz. N. C. $\times 25$*

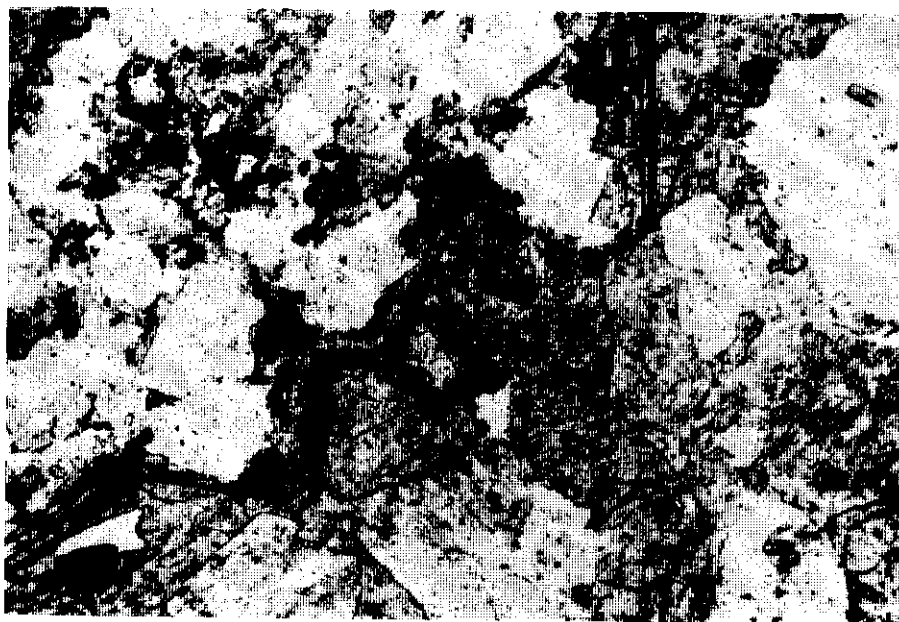


Fig. 4. *Detalle de la textura de dedolomitización del cemento de las areniscas. N. P. $\times 25$*



Fig. 5. *Crecimientos secundarios de cuarzo en arcosa roja con película de óxidos de hierro alrededor de los granos detríticos. N. C. $\times 40$*



Fig. 6. *Crecimientos secundarios de cuarzo y feldespato potásico y corrosión de ambos por carbonatos. N. C. $\times 63$*



Fig. 7. *Aspecto de los cuarzoes y feldespatos sustituidos por dolomita. N. C. $\times 10$*