

**ESTUDIO GEOLOGICO
DEL AREA DE PEÑACERRADA (ALAVA):
PETROGRAFIA Y CRISTALOGRAFIA DE LAS
SILICIFICACIONES EXISTENTES**

A. TARRIÑO, M.I. ARRIORTUA y J. ELORZA

INDICE

1. INTRODUCCION	47
1.1. Presentación	47
1.2. Objetivos	49
1.3. Métodos.....	49
1.3.1. Trabajo de Campo	49
1.3.2. Trabajo de Laboratorio	50
2. LOCALIZACION Y ANTECEDENTES	51
2.1. Marco geográfico	51
2.2. Marco geológico.....	53
2.3. Antecedentes	57
3. ESTRATIGRAFIA	59
3.1. Triásico (Keuper)	59
3.2. Jurásico	60
3.3. Cretácico	61
3.3.1. Cretácico Inferior	61
3.3.1.a. <i>Wealdense</i>	61
3.3.1.b. <i>Aptense</i>	61
3.3.1.c. <i>Utrillas</i>	61
3.3.2. Cretácico Superior	62
3.4. Terciario	63
3.4.1. Dano-Montiense	63
3.4.1.a. <i>Dolomías y dolomicritas del Daniense</i>	63
3.4.1.b. <i>Calcarenitas y calizas arenosas</i>	64
3.4.1.c. <i>Arcillas y dolomías arenosas</i>	64
3.4.2. Thanetiense	65
3.4.2.a. <i>Thanetiense carbonatado</i>	65
I.— Columna del Arroyo de Santiama	61
II.— Columna de Loza	67
3.4.2.b. <i>Thanetiense arenoso. (Tha)</i>	68
3.4.3. Paleoceno	71
3.4.4. Eoceno	72
3.4.5. Oligoceno	72
3.4.6. Mioceno	73
3.5. Cuaternario	73

4. TECTONICA	74
5. PETROGRAFIA Y MINERALOGIA	77
5.1. Silicificaciones del Keuper (Triásico)	77
5.1.1. Keuper en el Diapiro de Peñacerrada	77
5.2. Silicificaciones en el Dogger (Jurásico)	79
5.2.1. Columna de Montoria	79
5.2.1.a. Descripción de la «Roca Caja»	79
5.2.1.b. Descripción de las silicificaciones	80
5.2.2. Ambiente de depósito	80
5.2.3. Aspectos diagenéticos	81
5.3. Silicificaciones en el Thanetiense (Paleoceno)	82
5.3.1. Columna del Arroyo de Santiama (Peñacerrada)	82
5.3.1.a. Descripción de la «Roca Caja»	82
5.3.1.b. Descripción de las silicificaciones	86
5.3.2. Columna de Loza	88
5.3.2.a. Descripción de la «Roca Caja»	88
5.3.2.b. Descripción de las silicificaciones	89
5.3.3. Ambiente de depósito	91
5.3.4. Aspectos diagenéticos	94
6. CRISTALOGRAFIA Y MINERALOGIA	98
6.1. Antecedentes	98
6.2. Metodología	99
6.2.1. Introducción	99
6.2.2. Índice de Cristalinidad de Murata y Norman (I.C.M.)	100
6.2.3. Índice de Cristalinidad de Gregg et al. (I.C.C.)	102
6.2.4. Parámetros y Volumen de Celda Unidad	102
6.2.5. Cálculo de Impurezas	103
6.3. Resultados	103
6.3.1. Introducción. Estudio del patrón (Cuarzo MERCK)	103
6.3.1.a. Cálculo del (I.C.M.)	104
6.3.1.b. Cálculo del (I.C.G.)	104
6.3.1.c. Cálculo de Parámetros y Volumen de Celda Unidad	107
6.3.1.d. Cálculo de Impurezas	107
6.3.2. Sílex del Dogger (Jurásico)	110
6.3.2.a. Columna de Montoria	110
6.3.3. Sílex del Thanetiense (Paleoceno)	111
6.3.3.a. Columna de Santiama (Peñacerrada)	111
6.3.3.b. Columna de Loza	113
6.4. Discusión	116
CONCLUSIONES	126
BIBLIOGRAFIA	130

1. INTRODUCCION

1.1. Presentación

Con el presente trabajo se pretende contribuir al mejor conocimiento de las manifestaciones silíceas localizadas en los materiales Triásicos, Jurásicos y Terciarios que afloran en la zona de Peñacerrada (Alava). Está en la línea de un proyecto más amplio sobre el estudio de los sílex, ópalos y rocas sedimentarias asociadas en la Cuenca Vasco-Cantábrica, que se inició sobre el año 1982, y que a su vez forma parte del Programa Internacional de Correlación Geológica (I.G.C.P.) con el proyecto n.º 187 - «Depósitos silíceos en las regiones del Pacífico y Thethys», cuya «Third International Conference on Siliceous deposits», se ha realizado en Yugoslavia (Septiembre, 1986).

El origen de las rocas silíceas es un problema planteado desde antiguo. Tradicionalmente han existido dos teorías, una que aboga por un origen sin-sedimentario y otra que se inclina por un origen diagenético. La primera indica que se forman contemporáneamente a la sedimentación a partir de geles de sílice, sin embargo en la actualidad estos geles en los fondos marinos son muy raros. La segunda se basa en el hecho de que en el interior de muchos nódulos de sílex, aparecen fragmentos de carbonato, restos fósiles, oolitos, etc., testigos de un reemplazamiento incompleto (CORRALES et al. 1977).

Las rocas silíceas formadas en ambientes sedimentarios reciben diferentes nombres como sílex, chert, flint, ópalos, calcedonias, jaspes, etc. y están compuestas mayoritariamente por minerales de la sílice. También pueden aparecer como componentes minoritarios en la práctica totalidad del resto de las rocas sedimentarias (calizas, dolomías, arcillas, yesos, etc.). En las rocas ígneas y metamórficas se encuentran unas veces como subproductos de una actividad volcánica y otras como consecuencia de alteraciones edáficas (BUSTILLO, 1983).

El mineral de la sílice por excelencia es el cuarzo. ARBEY (1980) hace una recopilación de las formas más corrientes determinadas por microscopía para este cuarzo:

1. CRISTALES INDIVIDUALES.
 - 1.1. **Megacuarzo.**
Tamaño > 20 p.
 - 1.2. **Microcuarzo.**
Tamaño < 20 p.
 - 1.3. **Criptocuarzo.**
No observable en lámina delgada.

2. FORMAS FIBROSAS.
(Cristales no diferenciados individualmente con organización fibroradial).
 - 2.1. **Cuarcina.**
Extinción recta.
Elongación positiva (+).
 - 2.2. **Calcedonita.**
Extinción recta.
Elongación negativa (-).
 - 2.3. **Lutecita.**
Extinción oblícua.
Elongación positiva (+).
 - 2.4. **Formas complejas.**
Combinan elongación positiva y negativa (+ y -).

Pero hay otros minerales que también forman parte de las rocas silíceas sedimentarias y que no han sido estudiados hasta la década de los 70. Es cuando se inician los sondeos del fondo marino (Deep Sea Drilling Project), proporcionando numerosas muestras que han abierto campo a estudios específicos, permitiendo el mejor conocimiento de estas rocas. Estos «nuevos» minerales de la sílice son el ópalo A, que tiene un origen biogénico y es amorfo, el ópalo C, constituido por cristobalita y por último el ópalo C-T, que es de éstos, el más frecuente en las rocas sedimentarias y su estructura corresponde a interstratificados de cristobalita y tridimita en agregados lepiesféricos.

La fuente de esta sílice ha sido tradicionalmente discutida. UPCHURCH et al. (1981) indican que puede provenir:

a.— Por disolución de caparzones de radiolarios, diatomeas, silicoflagelados, espículas de esponjas, etc.

b.— Por alteración submarina de sedimentos volcánicos, a partir de vidrios riolíticos.

c.— Por Alteración meteórica. En el paso de un tipo de arcilla a otro se puede liberar cierta cantidad de sílice.

1.2. Objetivos

El objetivo que persigue este trabajo es el estudio de las manifestaciones silíceas que afloran en la zona de Peñacerrada (Alava). Este análisis se ha enfocado desde dos puntos de vista:

- Análisis petrológico y mineralógico, con el estudio detallado de las microfacies que presentan tanto las silicificaciones como las rocas que las albergan. Con ello aportamos datos sobre su origen, medio sedimentario en el que se formaron y los procesos diagenéticos experimentados.

- Análisis cristalográfico, obteniendo índices de cristalinidad, parámetros de Celda Unidad y contenido en impurezas de diferentes muestras silíceas, lo cual nos permite establecer determinadas tendencias respecto al ambiente de depósito y el grado de diagénesis alcanzado por los sílex.

1.3. Métodos

Para la consecución de estos objetivos se ha realizado la elección de una zona en la que en un área no muy extensa, unos 44 km.², se dispone de una relativa cantidad de manifestaciones silíceas distribuidas en materiales de diferentes edades (Keuper, Dogger y Thanetiense). Este estudio se ha dividido en dos fases de trabajo:

1.3.1. Trabajo de campo

Se ha realizado una cartografía de base que ha permitido localizar los afloramientos más interesantes y realizar los cortes estratigráficos (Fig. 1), con la consiguiente recogida de muestras.

Para la realización de la cartografía se ha trabajado con fotos aéreas realizadas por CARTOGESA en 1984 de escala 1:20.000 y cuya referencia es:

Pasada 1	n.º 6.965 a 6.962
Pasada 2	n.º 6.888 a 6.893

Como base topográfica se usaron mapas de escala 1:20.000, números 138-III; 138-IV; 170-I y 170-II, editados por la Excma. Diputación Foral de Alava, para el área comprendida en la provincia de Alava, así como los mapas de escala 1:10.000 (que se han reducido a la mitad), números H-10; H-11; H-13; H-14, editados por la Excma. Diputación de Burgos, para el territorio perteneciente al Condado de Treviño.

Como cartografía geológica previa se ha dispuesto de las siguientes hojas:

I.G.M.E. (1978) Hoja n.º 138 (LAPUEBLA DE ARGANZON) escala 1:50.000.

I.G.M.E. (1979) Hoja n.º 170 (HARO) escala 1:50.000.

Cartografía de la zona comprendida entre Palomares y Toloño, escala 1:25.000 (MARTINEZ TORRES, 1984).

1.3.2. Trabajo de laboratorio

El estudio petrológico se ha realizado a partir del análisis, por medio de microscopía de luz transmitida, de las láminas delgadas suministradas por las muestras de los diferentes cortes estratigráficos establecidos. Para poder examinar mejor su contenido en diferentes tipos de carbonatos (calcita, dolomita, etc.) nos hemos ayudado de tinciones (Alizarina roja S + ferrocianuro potásico). Se han realizado columnas de detalle con los datos aportados por las observaciones de campo y lámina delgada. Este estudio también ha permitido examinar la mineralogía tanto de las silicificaciones como de las rocas asociadas.

El estudio cristalográfico se ha realizado sometiendo a difracción de Rayos-X las muestras policristalinas de las rocas silíceas. El aparato de difracción utilizado ha sido: un generador de rayos-X PHILIPS PW 1729 con un difractor PW 1710. También se ha utilizado el aparato de difracción SIEMENS modelo D500 (Universidad de Valencia) para la realización de contajes en determinados intervalos angulares. Posteriormente, a los datos obtenidos en los diagramas de difracción se les ha aplicado los programas GUINIER y LSUCRE (Centro de Cálculo de la U.P.V.), que han servido para la obtención de los parámetros y el Volumen de la Celda Unidad.

Por último toda la información obtenida con esta metodología ha sido manejada con el ordenador Apple «MACINTOSH», tanto en el tratamiento del texto, como en la delineación de gráficos.

2. LOCALIZACION Y ANTECEDENTES

2.1. Marco geográfico

El área estudiada se sitúa al Sur de la provincia de Alava. Comprende aproximadamente 44 km.², que se sitúan en las hojas del Instituto Geográfico y Catastral escala 1:50.000, números 138 (La Puebla de Arganzón) y 170 (Haro). La zona ocupa un pentágono cuyos lados vienen definidos por cinco vértices cuyas coordenadas U.T.M. (Fig. 2) son:

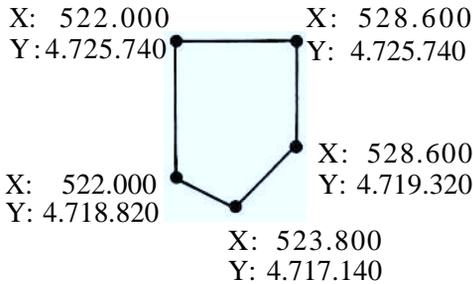


Fig. 2. Demarcación de la zona de estudio.

El núcleo de población más importante dentro de la zona considerada es PENACERRADA, siendo los principales accesos la carretera L-122 que desde Vitoria se dirige hacia Laguardia (Alava), la L-125 y Cv-40 que desde Pañacerrada salen respectivamente hacia Lagrán (Alava) y Ribas de Tereso (La Rioja), (Fig. 3).

Morfológicamente se pueden definir dos zonas. Al Norte la suave depresión de Treviño y al Sur las estribaciones de la Sierra de Cantabria. Estas dos zonas presentan grandes diferencias tanto en su aspecto geográfico como geológico, reflejado en una diferente utilización del suelo. En la zona

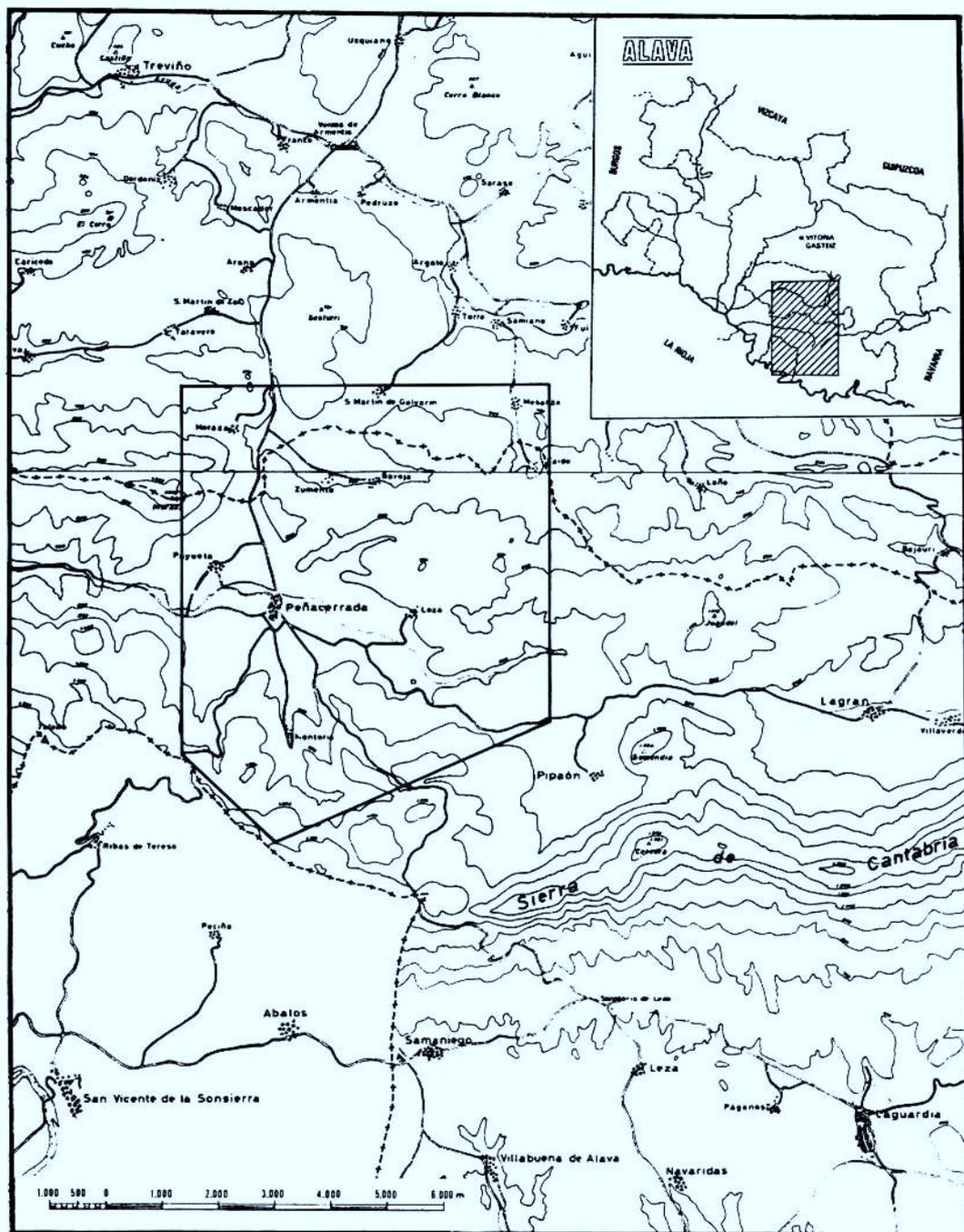


Fig. 3. Localización y accesos del área de estudio.

perteneciente a la Depresión de Treviño abundan los terrenos dedicados a cultivos, mientras que la zona de las estribaciones de la Sierra de Cantabria es eminentemente boscosa, siendo también más abrupta (CATON y URIBE-ETXEBARRIA, 1981).

2.2. Marco geológico

El área estudiada se encuentra situada al Sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica, justo en el límite del cabalgamiento Surpirenaico. En esta zona están involucrados materiales de todas las edades que se pueden observar en la Cuenca a un nivel regional, desde el Triásico hasta el Neógeno.

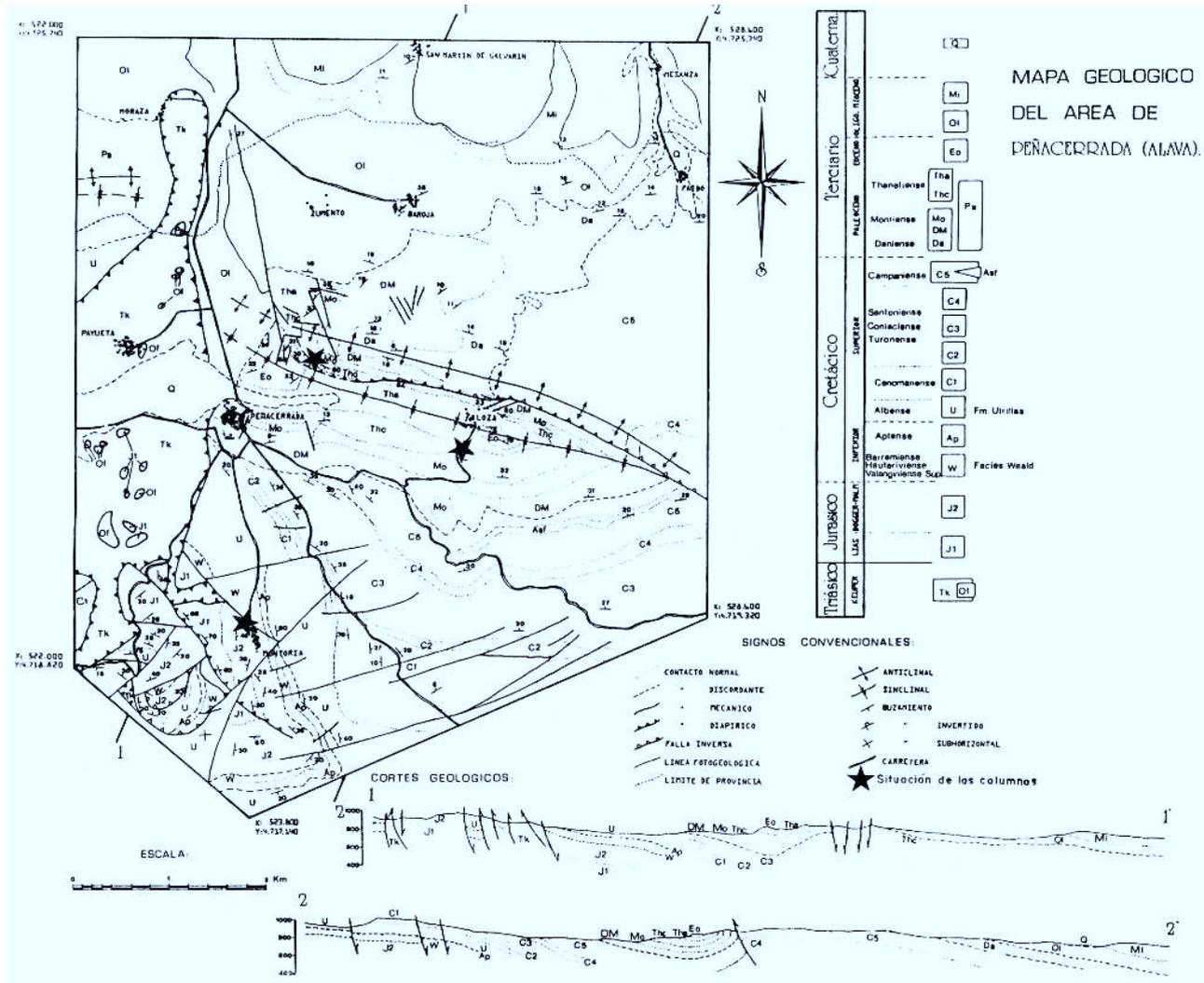
A partir del comienzo del Mesozoico, ha destacado el papel jugado por la tectónica de placas (Rat, 1983) (Fig. 4), que en la unión de la placa Ibérica con la Europea ha visto culminado un proceso tectónico (Fig. 5), (CHOUKROUNE et al., 1973), que individualizó la Cuenca según sus directrices paleogeográficas y formó los diferentes plegamientos y fracturas que la configuran actualmente. Como testigos de estos procesos, los Macizos Paleozoicos Asturiano, Vasco y de la Demanda, han servido como roca fuente de gran cantidad de sedimentos Mesozoicos y Paleógenos (Fig. 6).

De estos materiales los que afloran en menor extensión son los Triásicos y Jurásicos. Lo hacen principalmente en el borde de la cuenca, próximos a los Macizos Paleozoicos, o en forma de pequeñas extrusiones diapíricas que salpican toda la Cuenca (SOLER Y JOSE, 1972a), en las cuales el Jurásico también puede aflorar al haber sido empujado por el ascenso del Trias, como es el caso del diapiro de Peñacerrada.

Por el contrario los materiales aflorantes del Cretácico son los que lo hacen en mayor extensión. Los sedimentos del Cretácico Inferior (Wealdenses y Urgonianos), aparecen fundamentalmente al Norte y Oeste de la Cuenca, mientras que los del Cretácico Superior lo hacen en el Centro y Sur de la misma.

Por fin los materiales Cenozoicos colmatan las zonas más deprimidas, conservándose en los núcleos del Sinclinatorio Vizcaino y Sinclinal Surpirenaico, así como en la Depresión del Ebro.

En el área de Peñacerrada existe un asomo diapírico de los materiales plásticos, arcillas y yesos del Keuper, que han servido de nivel de despeque de las últimas estructuras cabalgantes hacia el Sur de los Pirineos. En la zona de Montoria no han conseguido aflorar estos materiales, pero si han dejado constancia de su influencia originando la estructura denominada por MARTINEZ TORRES (1984) «estructura dómica de Montoria», donde el Jurásico, debido al empuje vertical del Trias, es capaz de formar los afloramientos más extensos de Alava. El Cretácico se dispone en los bordes de dicha estructura antiformal, mientras que el Terciario, discordante al Norte, se presenta plegado y fallado como efecto más distal de las estructuras asociadas al cabalgamiento Surpirenaico de la Sierra de Cantabria.



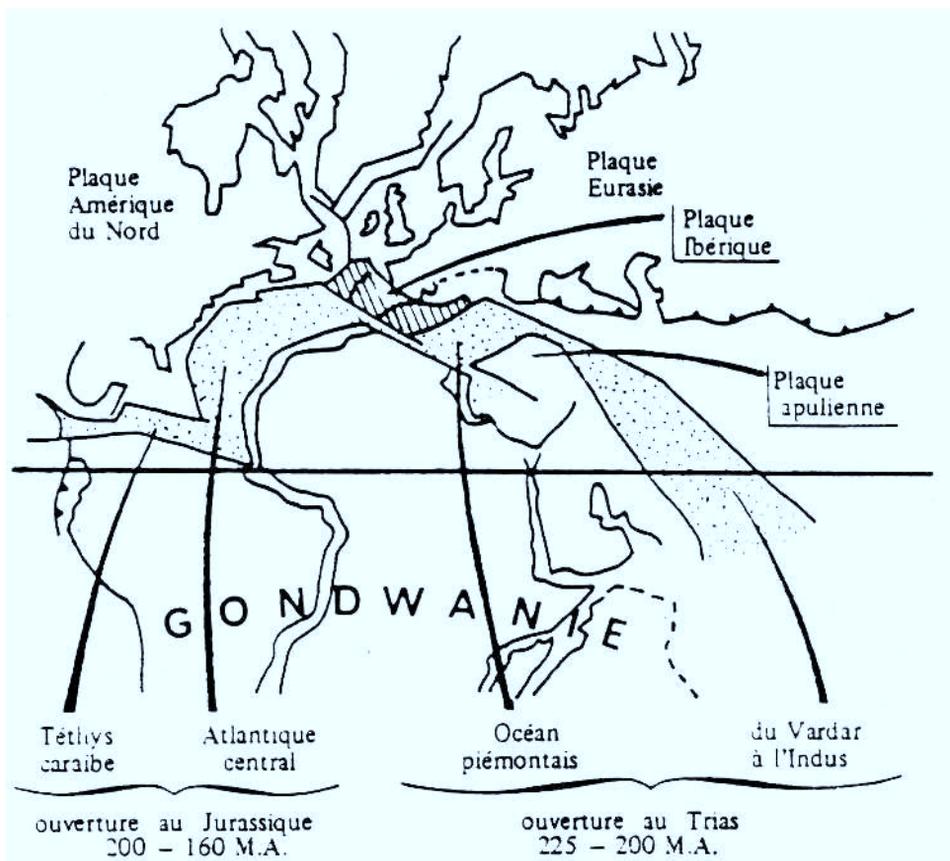


Fig. 4. Situación e individualización de la placa Ibérica (BERNOUILLI y LEMOINE, 1980. In: RAT, 1983).

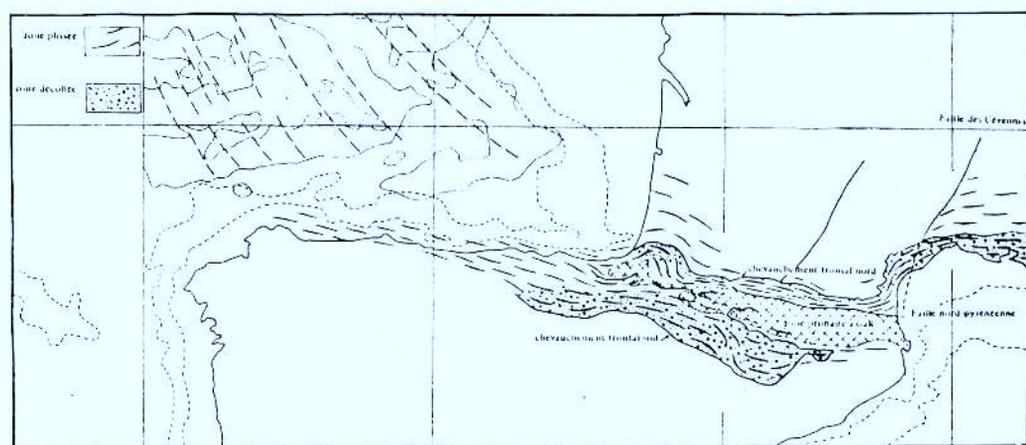


Fig. 5. Esquema estructural de la Cadena Pirenaica y del golfo de Gascuña. (CHOUKROUNE et al., 1973).

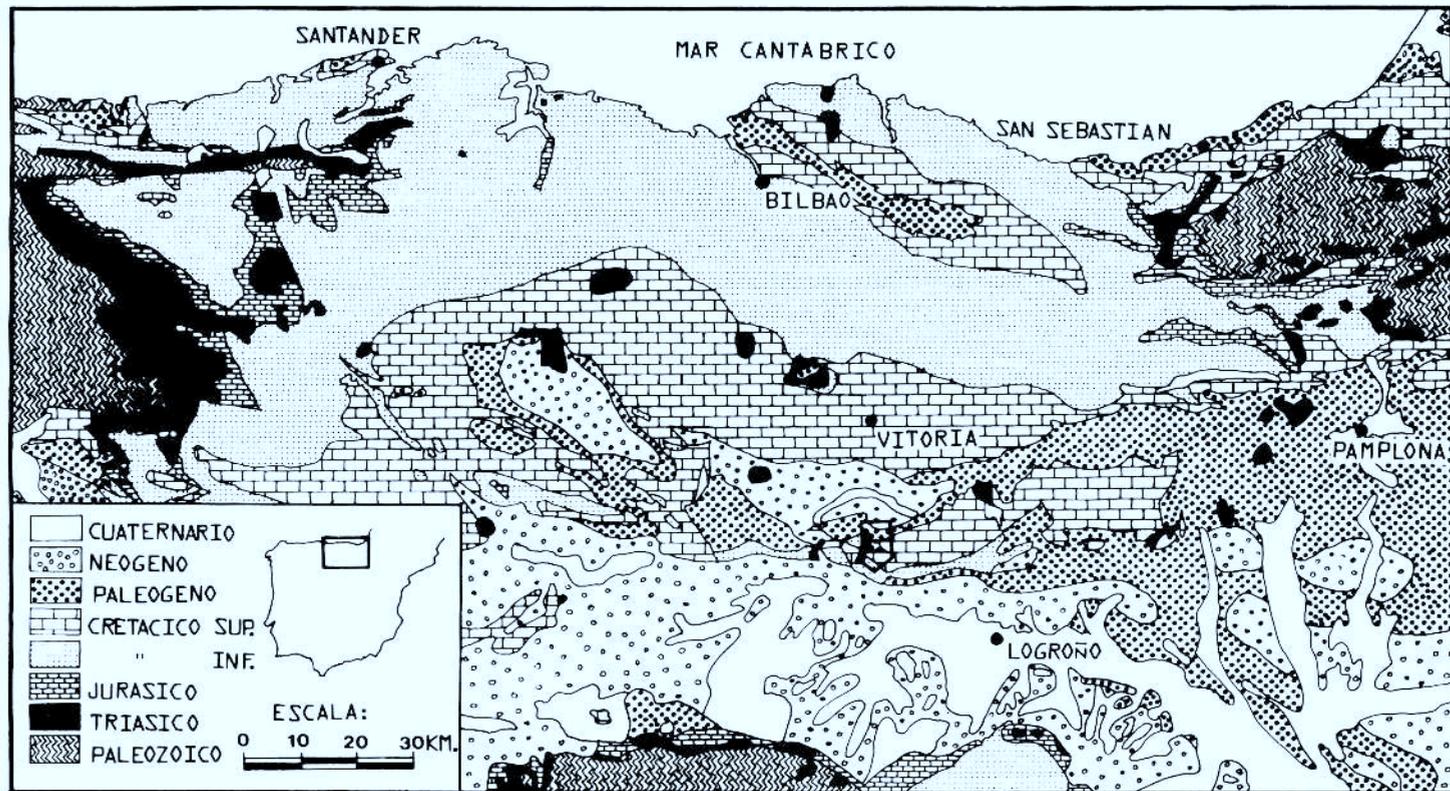


Fig. 6. Mapa Geológico de la región Vasco-Cantábrica (I.G.M.E., 1981).

2.3. Antecedentes

El área abarcada en este trabajo ha sido estudiada sobre todo en sus afloramientos Mesozoicos, debido a que estos materiales pertenecen a la estructura antiforme de la «Sierra de Cantabria», pero casi siempre relacionados con problemas generales de la Cuenca.

Aunque los primeros estudios que hacen referencia al área se realizan a finales del siglo pasado, ADAN DE YARZA (1885), en la primera mitad de este siglo se realizan otros, siendo los más destacables, por orden cronológico los de MALLADA (1902, 1904 y 1907), KARREMBERG (1934), LAMARE (1936), RIOS, ALMELA y GARRIDO (1945), CIRY (1951), RIBA (1956, 1961) y DAHM (1966).

Es a partir de la década de los sesenta cuando se han hecho trabajos más interesantes, principalmente relacionados con la búsqueda de hidrocarburos, aunque desgraciadamente es una información privada a la que no se tiene acceso. Otros trabajos de esta época son los de ASSENS (1971), que ha estudiado el Jurásico de Montoria levantando una columna bastante detallada. RAMIREZ DEL POZO (1969 y 1971), que ha realizado varias secciones en la zona para estudiar el Jurásico y el Cretácico Inferior. AGUILAR (1971), que ha hecho estudios sedimentológicos y paleogeográficos del Albense y WIEDMANN (1979) que ha estudiado el Mesozoico a partir de Ammonites, mientras que MANGIN (1959-60) en su Tesis doctoral estudia los materiales Terciarios del sinclinal Surpirenaico en toda la cuenca y otros como PLAZIAT (1970, 1973, 1974 y 1981) ha realizado trabajos abordando el Cenozoico haciendo estudios paleogeográficos bastante completos.

Desde un punto de vista estructural, más recientemente, MARTINEZ TORRES (1984) estudia la geología de la Sierra de Cantabria entre las cumbres del Palomares (1.436 mts.) y Toloño (1.263 mts.).

3. ESTRATIGRAFIA

3.1. Triásico (Keuper)

El Keuper está representado por materiales arcillosos de todos rojizos (rojo Burdeos). Estos materiales contienen yesos, generalmente aislados y en pequeña cantidad, con pequeños cuarzos bipiramidales idiomorfos autigénicos de color blanco o rojo, cuyo tamaño como norma no llega a 0,5 centímetros. Otro material asociado a estas arcillas son grandes masas de rocas subvolcánicas (ofitas), que se encuentran inmersas en estos materiales plásticos. Tienen contactos de origen mecánico dando afloramientos que por su resistencia a la erosión originan en el relieve pequeños resaltes que se alinean de Norte a Sur, debido a la particular morfología de este diapiro. Otros materiales que aparecen englobados dentro de las arcillas son bloques Jurásicos, que representan los restos de materiales arrancados por el diapiro en su ascenso y no eliminados todavía por la erosión.

El depósito de los yesos, arcillas, etc., se produjo en un ambiente evaporítico restringido, tipo sabkha, con intermitentes suministros de agua marina y con la necesaria participación de un clima árido. Se instalan sobre las estructuras Hercínicas en vías de peneplanización, en un contexto distensivo y progresivamente subsidente, con frecuentes manifestaciones ofíticas, que testimonian una fracturación del zócalo (RAT, 1983).

Afloran al Oeste de Peñacerrada, en una franja alargada según la dirección Norte-Sur, disponiéndose perpendicular a las estructuras de la zona orientadas Este-Oeste. En imágenes de satélite, se puede observar como el diapiro se sitúa en la intersección de dos accidentes profundos, (MARTINEZ TORRES, comunicación personal), no observados en foto aérea, con lo que unido a los afloramientos Jurásicos adyacentes, se puede deducir que la tectónica profunda ha jugado un papel importante en su emplazamiento. BRINKMANN y LOGTERS (1968) lo incluyen dentro del grupo formado por los diairos de Salinas de Oro, Alloz, Estella y Ocio, indicando que en su emplazamiento ha sufrido los mismos mecanismos que estos.

3.2. Jurásico

Los materiales Jurásicos afloran, en este área, en el núcleo de la «estructura dómica de Montoria». Presenta una sección casi completa que alcanza hasta el Oxfordiense, mientras que el resto de los afloramientos de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes sólo presentan los pisos más bajos (ASSENS, 1971). Están muy fracturados debido a la complejidad tectónica del área en que se encuentran involucrados.

La serie comienza con dolomías formadas durante la transgresión del Lías sobre los depósitos epicontinentales del Keuper. Son materiales de un medio lagunar sobresalado. Continúa con carbonatos tableados y oolíticos de un ambiente de plataforma de marea. En el Lías Superior, que fue cuando la cuenca sedimentaria Jurásica alcanzó las máximas profundidades, se depositaron margas (SOLER Y JOSE, 1972a). Estos materiales han sido denominados como unidad (J1).

Con el Dogger-Malm calizo, unidad (J2), comienza un proceso regresivo acompañado de un importante desarrollo de zonas de «altos fondos» con series reducidas o incompletas, limitando localmente «zonas de cubeta», menos afectadas por la regresión (SOLER Y JOSE, 1972a).

En la sección estratigráfica del Jurásico de Montoria, (Fig. 7). existe un tramo de calizas (biopelmicritas) que son el equivalente de las clásicas calizas de «Microfilamentos» (SOLER Y JOSE 1972a y 1972b). Están dispuestas en bancos métricos, pudiendo haber alguna pequeña intercalación de margas, (Fig. 8). Son de edad Bajociense Superior (Dogger) y presentan sili-



Fig. 8. Localización de las calizas con silicificaciones del Dogger (Jurásico), la flecha indica el lugar donde se ha levantado la columna (Montoria, Alava).

cificaciones locales formadas por nódulos de sílex de tonos grises y tamaños que generalmente oscilan entre 5 y 15 centímetros, distribuidos en horizontes más abundantes hacia el techo de los paquetes. Estos materiales se corresponden con la parte inferior de la unidad designada con la sigla **J₂₋₃₁** en el mapa geológico n.º 170 del I.G.M.E., que serán objeto de nuestro estudio posterior.

3.3. Cretácico

3.3.1. Cretácico inferior

Estos materiales afloran bordeando los materiales Jurásicos de la «Estructura dómica de Montoria» y en el interior de la misma, debido al trastoque que sufre por fallas tanto normales como inversas.

3.3.1.a. Weald (W)

RAMIREZ DEL POZO (1969) lo define como sedimentos salobres y lacustres pertenecientes al Valanginiense Superior, Hauteriviense y Barremiense. Se dispone discordante sobre el Jurásico (Oxfordiense), debido a que hay un hiato que afectó al Malm y a la base del Cretácico, faltando por lo tanto la facies Purbeckiense.

Según este autor se caracteriza por 83 metros de materiales eminentemente terrígenos como conglomerados, areniscas y arcillas de colores variados con abundante fauna de ostrácodos y oogonios de charáceas, así como algún banco de calizas arenosas con ostreidos. Los últimos 21 metros son arenas finas con intercalaciones limolíticas de carácter azoico, perteneciendo a un ambiente salobre con alguna influencia marina reflejada en las calizas con ostreidos.

3.3.1.b. Aptense (Ap)

Es un tramo de 12 metros apoyado sobre los sedimentos Wealdenses, formado por arcillas y bancos calizos de lumaquelas de ostreidos, la fauna es ya marina no apareciendo oogonios de charáceas. Este tramo sería el equivalente de la Formación Urganiana al Sur de la Cuenca (RAMIREZ DEL POZO, 1969).

3.3.1.c. Formación Utrillas (U)

El Cretácico Inferior culmina con una serie terrígena, de edad Albiense. Pertenece a la Formación Utrillas y está caracterizada por arenas sueltas no cementadas y pobremente clasificadas. Carece de fauna y microfauna y presentan algunas intercalaciones de lignitos. En otras zonas de la Cuenca (Bastoncillos del Tozo, Burgos), se han encontrado silicificaciones en troncos fósiles (ELORZA y ARRIORTUA, 1985), aunque aquí no han sido observados. Se pueden clasificar como arcosas y subarcosas y se encuentran discordantes sobre el Aptense.

En la zona estudiada los afloramientos Albienses pertenecen a la serie arcósica (AGUILAR, 1971) (Fig. 9). El medio de depósito está caracterizado por redes fluviales trenzadas en un clima cálido (tropical a subtropical). (AGUILAR, 1971).

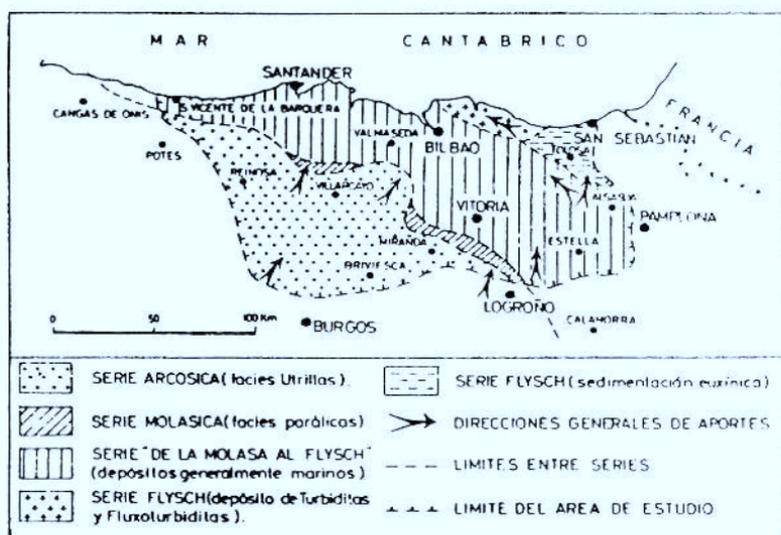


Fig. 9. Relaciones paleogeográficas entre las series del Albiense (AGUILAR, 1971).

3.3.2. Cretácico Superior

Afloran al NE. de los materiales infrayacentes del Jurásico y Cretácico Inferior. Es una serie monoclinial con direcciones Este-Sureste y buzamientos moderados hacia el Norte comprendidos entre 20° y 40° . Están atravesados por un sistema de fallas normales ligeramente cóncavas. Tiene sus potencias reducidas probablemente debido a la proximidad del Diapiro de Peñacerrada, ya activo desde el Cretácico Inferior (RAMIREZ DEL POZO, 1973), de forma que crearía un alto, que no permitirá el depósito de una columna tan completa, por lo que en todo el Cretácico Superior sólo se han depositado en este área unos 370 metros frente a los 750 metros de espesor medio medidos en otras zonas de la Sierra de Cantabria para esta época. (RAMIREZ DEL POZO, 1973).

En el Cenomanense (C1) hay 50 metros de calizas arenosas con intercalaciones de areniscas y arenas. El Turonense Inferior (C2) está representado únicamente por unos 30 metros de calizas arcillosas y margas, dando depresiones en el terreno que sirven como nivel guía. A continuación vienen 150 metros de materiales calizo-dolomíticos que se extienden desde el Turonense Medio al Santoniense Medio (C3). Son materiales calizos muy dolomitizados con predominio de calcarenitas. El Santoniense Medio y Superior se

caracteriza por 100 metros de calcarenitas bien estratificadas con *lacazina elongata*, que la literatura geológica regional define como «Nivel de calcarenitas con Lacazina» (PORTERO et al., 1979). Finalmente el Cretácico termina con un tramo de 140 metros, fundamentalmente terrígeno, pertenecientes al Santoniense Superior y Campaniense (C4), formado por arenas y arenas conglomeráticas con intercalaciones de calcarenitas arenosas, donde aparecen Grypheas silicificadas. (ELORZA y ORUE-ETXEBARRIA, 1985), habiéndose encontrado algunos de estos ejemplares al Norte del sinclinal de Loza, pero las condiciones de los afloramientos no han permitido la realización de un corte en esta zona. Se ha diferenciado, asimismo, dentro de este tramo un nivel de calcarenitas (Así) de unos 15 metros que presenta impregnaciones asfálticas que han sido explotadas en algunos puntos. En la cartografía ha sido diferenciado como (Así).

3.4. Terciario

El Terciario se apoya discordante sobre el Cretácico Superior. En su zona Sur se encuentra fracturado y plegado (Sinclinal de Loza), más al Norte descansa como una serie monoclinal con buzamientos bajos del orden de 10° a 20°. Se han diferenciado 9 Unidades cartografiables que van desde el Paleoceno (marino) hasta el Mioceno (continental). Estas unidades son las siguientes:

3.4.1. *Dano-Montiense*

Aflora bordeando el sinclinal de Loza, prolongándose a continuación desde este sinclinal en dirección NE. hacia Faido (Alava). Con esta edad se han distinguido las siguientes unidades:

3.4.1.a. *Dolomías y dolomicritas del Daniense. (Da)*

La unidad comienza con un potente banco masivo de dolomías blanquecinas de aspecto granuloso (sacaroideas), que a veces pueden tener aspecto travertínico y que se acuñan bastante rápidamente hacia el Norte, volviendo a reaparecer en las localidades de Faido y Laño. Tiene una potencia de unos 15 metros, dando un farallón bastante destacable en el paisaje justo al Norte de Loza, con estructuras ruiformes dadas por la erosión, ya que aquí se presenta subhorizontal.

El resto de la unidad está formada por 35 metros de una alternancia de dolomías y dolomías de aspecto margoso (dolomicritas) muy características, que dan suelos de colores amarillentos, no se ha distinguido en el flanco Sur del Sinclinal de Loza. La edad se le ha asignado por posición estratigráfica y conocimiento regional.

3.4.1.b. *Calcarenitas y calizas arenosas. (DM)*

Esta unidad tiene dos tramos principales:

a.— Un tramo inferior formado por calcarenitas arenosas. Son GRAINSTONES en las cuales el porcentaje de cuarzo detrítico llega hasta el 25% (Intraesparitas). Los fragmentos carbonatados son fundamentalmente fósiles (Miliólidos, fragmentos de algas, equinodermos y briozoos). Tiene un espesor de 46 metros presentando una intercalación caliza de 3 metros de potencia sobre la que se dispone un lecho microconglomerático. En la disposición de estos bancos calcareníticos se ha podido observar alguna estratificación cruzada. De «visu» tienen el aspecto de una arenisca.

b.— Un tramo superior formado por 40 metros de calizas arenosas. El porcentaje de cuarzo sólo llega al 5% conteniendo además miliólidos, fragmentos de algas y de moluscos. Dan un gran resalte al Noreste de Peñacerrada y parecen pasar lateralmente al tramo anterior. La edad de estos materiales parece estar a caballo entre el Daniense y el Monticense.

3.4.1.c. *Arcillas y dolomías arenosas. (Mo)*

Son 50 metros de materiales fundamentalmente arcillosos y dolomíticos. Están muy cubiertos por lo que ha sido difícil estudiarlos, sólo presentan un lugar al Sur de Loza donde afloran. Es un buen nivel guía ya que da zonas deprimidas y se puede seguir muy bien en foto aérea.

Hacia muro dominan las dolomías arenosas y areniscas. Destaca un banco de arenas con cantos de cuarzo redondeados de tamaño grava. Las arcillas dominan hacia techo. Estas son generalmente de tonos verdosos. La serie culmina con 4 metros de materiales travertínicos que dan en ocasiones estratificaciones cruzadas. La unidad cambia lateralmente de facies muy fácilmente.

Se han observado estas arcillas laminadas por efecto tectónico al Norte de Loza, donde se acuña la unidad, para volver a aparecer varios cientos de metros más al Oeste.

Para PLAZIAT (1983) este período Dano-Monticense parece haber sido de tranquilidad comparada con el Cretácico terminal. El mar se retira ligeramente depositándose carbonatos de plataforma. Las dataciones realizadas no son muy precisas. Estas facies originadas por la retirada de mar han sido denominadas «Garumniense». Sin embargo GUTIERREZ Y ROBLES (1979) proponen la eliminación del vocablo «Garumniense» utilizado por la bibliografía regional: (MANGIN, 1959-60); (RAMIREZ DEL POZO, 1973); (PLAZIAT, 1974); (PORTERO et al., 1979) y otros muchos, ya que provoca numerosas confusiones y de acuerdo con la «International Stratigraphic Guide» no puede ser utilizado en el sentido de Facies, Formación ni Piso.

En la (Fig. 10) se puede observar como era la paleogeografía del sureste de Francia y del norte de la Península en el Dano-Montiense.

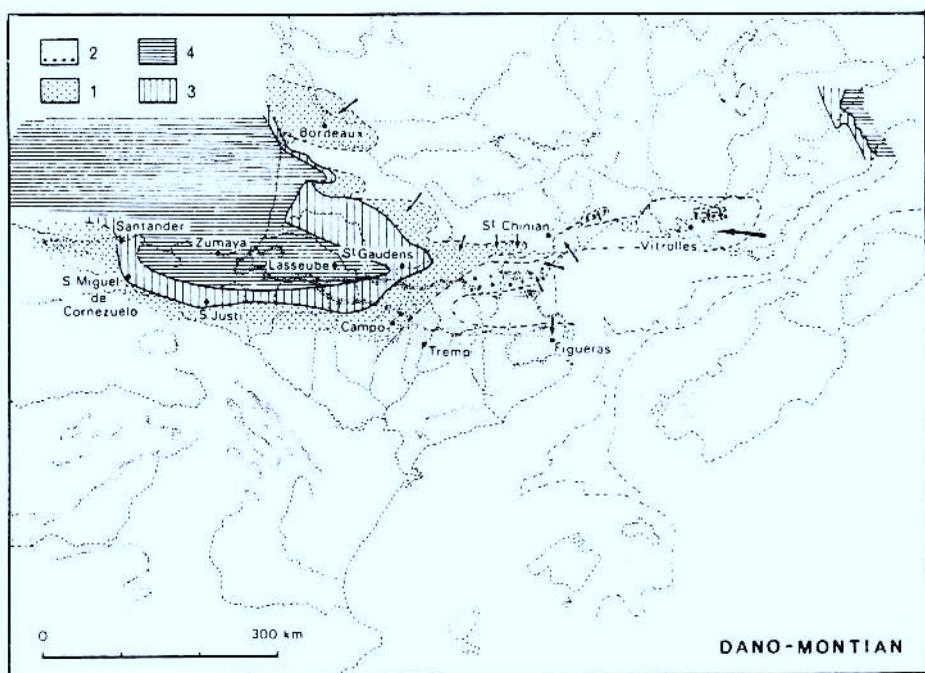


Fig. 10. Suroeste de Francia y Noroeste de España durante el Dano-Montiense. Leyenda: 1 = Sedimentos de arenas fluviales. 2 = Facies fluviales «Vitrollian», localmente con abundantes cantos relleno de canales. 3 = Facies de plataforma altamente dolomitizada. 4 = Facies de cuenca. (PLAZIAT, 1981).

3.4.2. *Thanetiense*

Unicamente aflora en el Sinclinal de Loza pudiéndose subdividir en dos unidades:

3.4.2.a. *Thanetiense carbonatado. (Thc)*

Son calizas y dolomías que rodean el núcleo del Sinclinal de Loza. Se ha realizado el levantamiento de una columna de estos materiales en cada flanco, habiéndose notado diferencias en cada una de ellas. Sus descripciones son las siguientes:

I.— Columna del Arroyo de Santiama (Fig. 11): Se localiza en el barranco que forma el Arroyo de Santiama al atravesar los materiales del flanco Norte del Sinclinal (Fig. 13). Son unas calizas micríticas con peloides y fauna no muy abundante, fundamentalmente ostrácodos y *Microcodium*, pudiéndose clasificar como biopelmicritas con textura wackestone. Una de sus características más constantes es su porosidad

fenestral con estructuras «bird eyes». Su potencia es de 72 metros entre los cuales se distribuyen varios horizontes de silicificaciones bastantes discontinuos presentando la sílice muy diseminada por la «roca caja». Estos materiales se encuentran bien estratificados aunque alguno de los bancos tienden a acuñarse ligeramente. Son de color beige en fractura reciente.

II.— Columna de Loza (Fig. 12): Se sitúa al borde de la carretera vecinal Cv-37. Las condiciones del afloramiento no son muy buenas, pero permiten localizar en los 30 metros inferiores niveles silicificados bastante importantes con una potencia que varía de 20 a 90 cms. (Fig. 14). Este tramo inferior es eminentemente dolomítico (Fig. 15) con contenidos del 80 al 100% en dolomita. Su tramo superior presenta calizas semejantes a las encontradas en el corte del Arroyo de Santiama pero con silicificaciones en formas nodulosas (Fig. 16). Por encima vuelven a aparecer dolomías, estando su tramo superior cubierto no pudiéndose observar el límite con la unidad superior (Tha). Tiene una potencia de 50 metros.

Se puede observar como esta columna está fuertemente dolomitizada en contraposición a la levantada en Santiama. Dicha dolomitización no alcanza a los carbonatos del flanco norte del sinclinal, por lo que parece que desaparece a la altura de la falla inversa que atraviesa el sinclinal de oeste a este.

3.4.2.b. *Thanetiense arenoso. (Tha)*

Es una unidad eminentemente terrígena formada por arenas finas, limos y arcillas de tonos amarillentos. Sus afloramientos conforman el valle de Loza, siendo utilizados como terrenos de cultivo. Estos materiales están subverticales al Norte de Loza. Su potencia es de 20 metros y están perfectamente datados al contener la misma microfauna que el Thanetiense carbonatado. (PORTERO et al., 1979), (Fig. 17).

Durante el Thanetiense (Thc y Tha), se produce una transgresión instalándose una plataforma orlada por arrecifes. (PLAZIAT, 1983) (Fig. 17). En la zona de Peñacerrada la transgresión se vio reflejada en un «lagoon» muy somero en el que se producirían períodos de emersión, puestos de manifiesto por el *Microcodium*, que se desarrolla en ambiente de agua dulce (FLUGEL, 1982), y por la porosidad fenestral («bird eyes»). Al final del Thanetiense se produce una sedimentación continental de tipo fluvio-lacustre (PLAZIAT, 1981) representada por la unidad (Tha).

PLAZIAT (1983) indica que al comienzo del Terciario el clima reinante en el dominio mesogeo era relativamente cálido y sin grandes variaciones térmicas (subtropical), (Fig. 17).

Columna del Arroyo de Santiama (Peñacerrada) THANETIENSE (PALEOCENO)

LEYENDA:

MUESTRAS

-  LIMOS Y ARENAS
-  MARGO-CALIZAS
-  CALIZAS MARGOSA5
-  CALIZAS
Microcodium
-  Valvas de ostrácodos
-  "Grapestones" y "Circumgranular cracking"
-  Pelets, peloides y frgs. de Microcodium
-  Silicificaciones
-  Laminaciones algales

75m.

60

40

20

10

5

0

TP-16B
TP-16 y TP-I6A

TP-15 y TP-15A

TP-5H,
G, E, D.

TP-5B

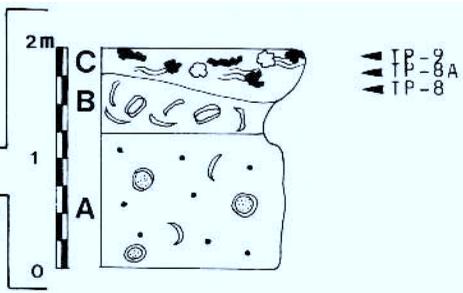


Fig. 11. Columna del Arroyo de Santiama.

Columna de Loza

THANETIEN (PALEOCENO)

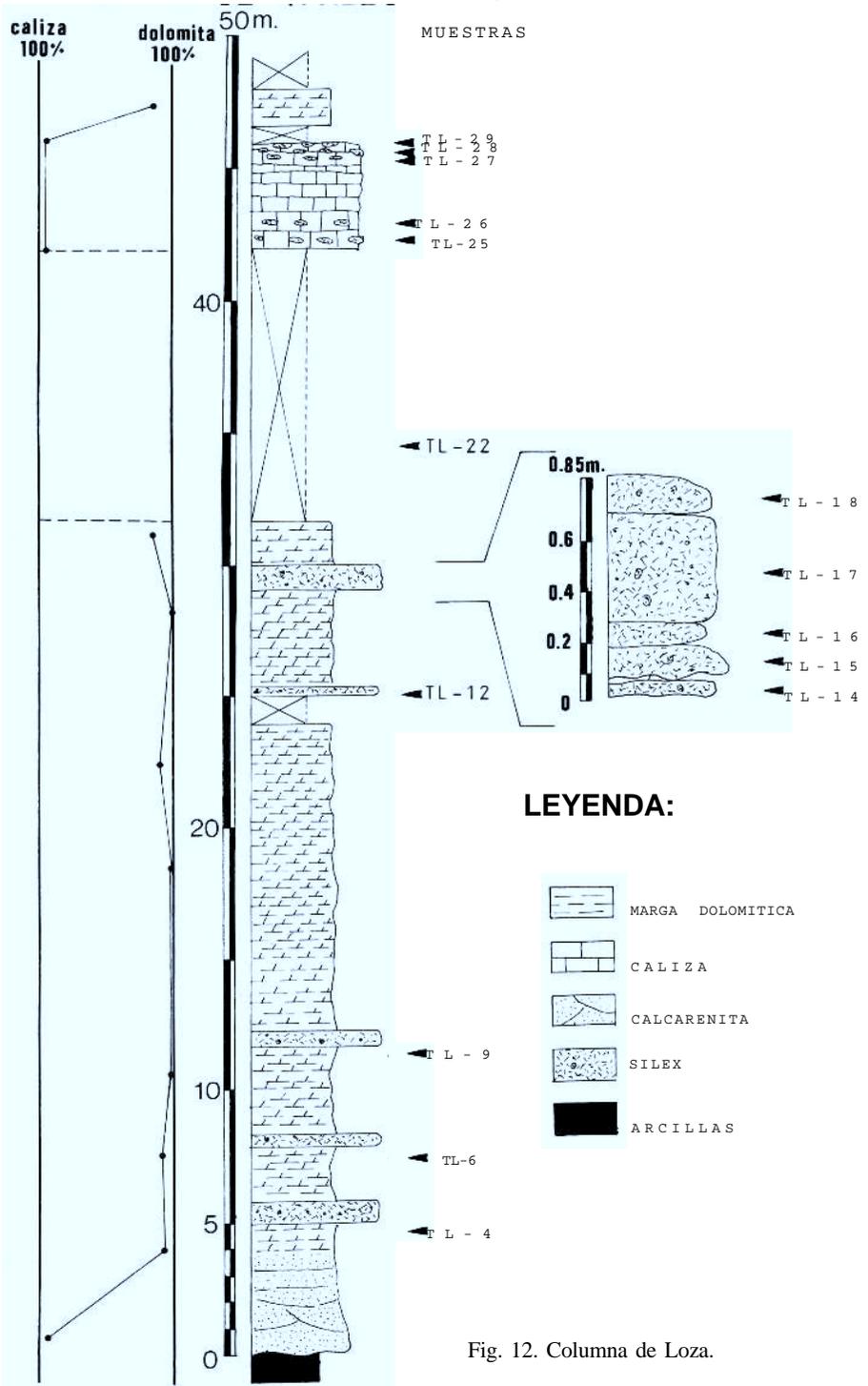


Fig. 12. Columna de Loza.



Fig. 13. Barranco que el Arroyo de Santiama abre en las calizas del flanco norte del sinclinal. Indicado por una flecha.



Fig. 14. Banco silicificado incluido en dolomías. Columna de Loza.



Fig. 15. Aspecto general de las dolomías del Thanetiense, a techo se observan las calizas.



Fig. 16. Nódulos de sílex incluidos en las calizas de la columna de Loza.

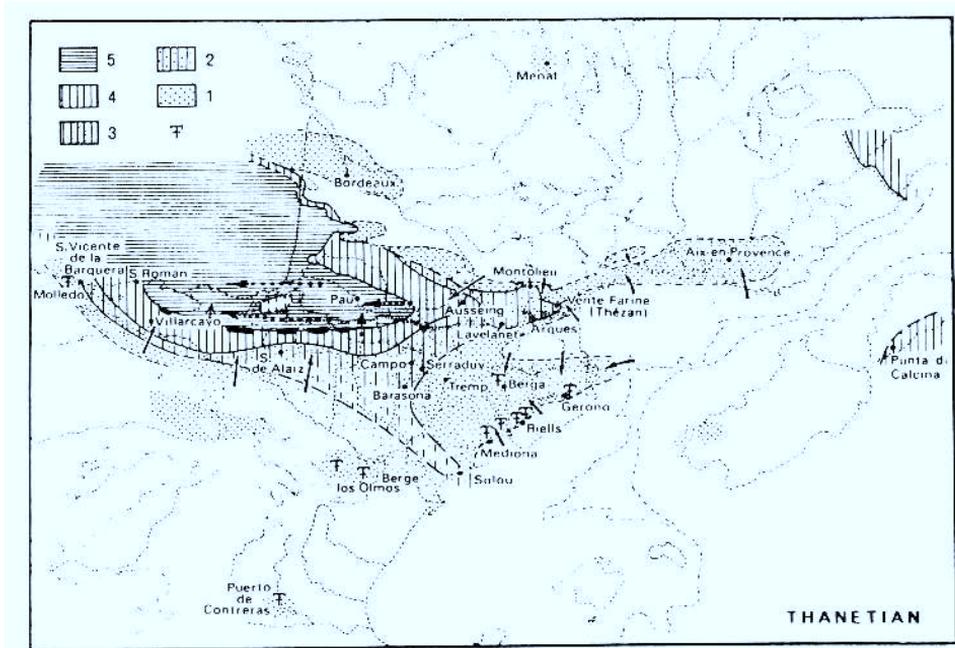


Fig. 17. Suroeste de Francia y Noroeste de España durante el Thanetiense. Leyenda: T = Localidades con fósiles *Vidaliella gerundensis*; 1 = Sedimentación continental; 2 = Región invadida por el mar durante el Thanetiense tardío; 3 = sedimentos de arena de plataforma con facies arrecifales; 5 = Facies de cuenca; las flechas indican los aportes fluviales. (PLAZIAT, 1981).

3.4.3. Paleoceno. (Pa)

Esta unidad indiferenciada se ha creado debido a que al Oeste de Moraza (Burgos), los afloramientos no permiten realizar diferenciaciones cartográficas si no es con un análisis de campo muy detallado que se saldría fuera de los objetivos de este trabajo, aparte de situarse en una zona marginal de la zona de estudio. La unidad engloba a todas las pertenecientes al Paleoceno, excepto a la del «Thanetiense arenoso» (Tha).

Aflora al Noroeste del Diapiro de Peñacerrada. Está muy cubierta ya que forma el núcleo de una lineación montañosa que nace en el borde del diapiro y se extiende hacia el Oeste hasta Portilla (Alava). En la base se han reconocido dolomías y calizas arenosas, siendo su principal constituyente unas calizas micríticas de aspecto brechoide muy semejantes a las calizas del «Thanetiense carbonatado» (Thc). Presenta también algún nivel con silicificaciones en forma de bandas más o menos continuas de un sílex de color azulado, encontrado al SW. de Taravero. PORTERO et al. (1979), también han mencionado la aparición de *Microcodium* en esta unidad.

3.4.4. Eoceno. (Eo)

Los afloramientos Eocenos están pobremente representados ya que sólo son visibles en el núcleo del Sinclinal de Loza. Concretamente aparecen, al Norte de Peñacerrada, dando un resalte importante y al Este de Loza. En la cartografía se ha diferenciado como la unidad (Eo).

Es de naturaleza carbonatada constituida por una alternancia de calizas, dolomías y margas. El tramo inferior es margoso estando totalmente cubierto y el superior, bien estratificado, presenta paquetes métricos a veces brechoides. Son biomicritas con ostrácodos y moluscos. Tienen una potencia de 40 metros. PORTERO et al. (1979) los datan como Eoceno Inferior por posición estratigráfica e indican que son de ambiente lacustre.

3.4.5. Oligoceno. (Ol)

Con los materiales Oligocenos comienza la sedimentación eminentemente continental que colmatará toda la cuenca de Miranda-Treviño (Fig. 18). Aflora discordante al Norte sobre el Paleoceno y Eoceno.

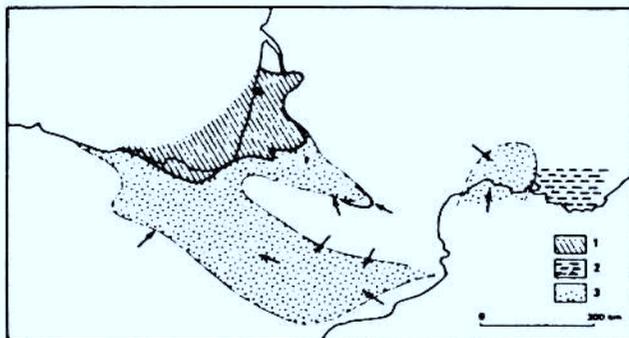


Fig. 18. La región del Pirineo en el Oligoceno inferior (Según Mattauer y Henry, 1971). 1- Formaciones marinas; 2- Calizas arcillosas continentales y evaporitas; 3- Formaciones detríticas continentales.

Esta unidad, llamada también «Serie terrígena roja», está formada fundamentalmente por conglomerados de cantos redondeados calizos con una matriz arenosa y cemento calcáreo y margas rojas. Los conglomerados pueden dar potencias importantes, alrededor de 50 metros, en algunas zonas como al Sur y Oeste de Baroja (Alava) o en Moraza (Burgos), donde dan resaltes indicados en la cartografía como líneas fotogeológicas.

El resto de la serie son margas rojas que pueden tener intercalados niveles de margas arenosas de color rojo o pasadas de arenas blancas, más raras. Estas margas son azoicas por lo que su datación viene dada al encontrarse debajo de sedimentos lacustres perfectamente datados como Mioceno Inferior (Aquitaniense). (PORTERO et al. 1979).

Los conglomerados aparecen fundamentalmente en la base de la unidad, encontrándose también como intercalaciones lenticulares en las margas. Estos materiales representan las molasas producidas por la Fase Pirenaica del Plegamiento Alpino (MANGIN, 1959-60 y otros autores).

3.4.6. Mioceno. (Mi)

En el flanco Sur del Sinclinal de Miranda-Treviño, el Mioceno está muy bien representado con algo menos de 2.000 metros de sedimentos (RIBA, 1956,1961). La zona de estudio sólo abarca la parte más baja de esta potente serie. Este tramo tiene edad Aquitaniense (PORTERO et al., 1979). Se han estudiado los 60 metros inferiores que son los que entran en la zona de estudio. Se caracterizan por:

Un paquete dolomítico en la base, de 4,5 metros de potencia, que hacia techo se convierte en dolomías oquerosos. A continuación se presentan 50 metros de margas blanquecinas que a veces pueden tener tonos ligeramente rojizos o verdosos, entre las que se intercalan margas más calcáreas, algunos tramos de tipo travertínico y 2 pequeños lechos carbonosos de espesor centimétrico. En el techo se encuentra un tramo más carbonatado y resistente a la erosión, de una potencia de 7 metros, que origina un resalte en los terrenos eminentemente margosos actualmente ocupados por cultivos. Este tramo ha sido diferenciado en la cartografía como una línea fotogeológica y es donde se encuentra un horizonte de silicificación formado por nódulos de sílex de tamaños comprendidos entre 5 y 20 cms. Están bastante dispersos dentro del único lecho donde aparecen. Tienen un color «beige» que los hace confundir con la «roca caja» que los engloba y preservan las estructuras de la misma como porosidad y fósiles (oogonios de characeas). La «roca caja» presenta porosidad debido a bioturbaciones y algunas pequeñas concentraciones de óxidos de hierro, más abundantes en las zona mayormente bioturbadas.

3.5. Cuaternario. (Q)

Esta unidad está formada por depósitos recientes de material detrítico aportado por los ríos. Pueden contener niveles travertínicos, en ocasiones pulverulentos, de color blanquecino y aspecto de «creta», como ocurre con parte de los aluviones que se apoyan sobre los materiales del Keuper, a lo largo del río Inglares en la zona de Peñacerrada, o ser los típicos sedimentos aluviales detríticos cuaternarios como ocurre a lo largo del arroyo de Arana que discurre entre Faido (Alava) y Mesanza (Burgos).

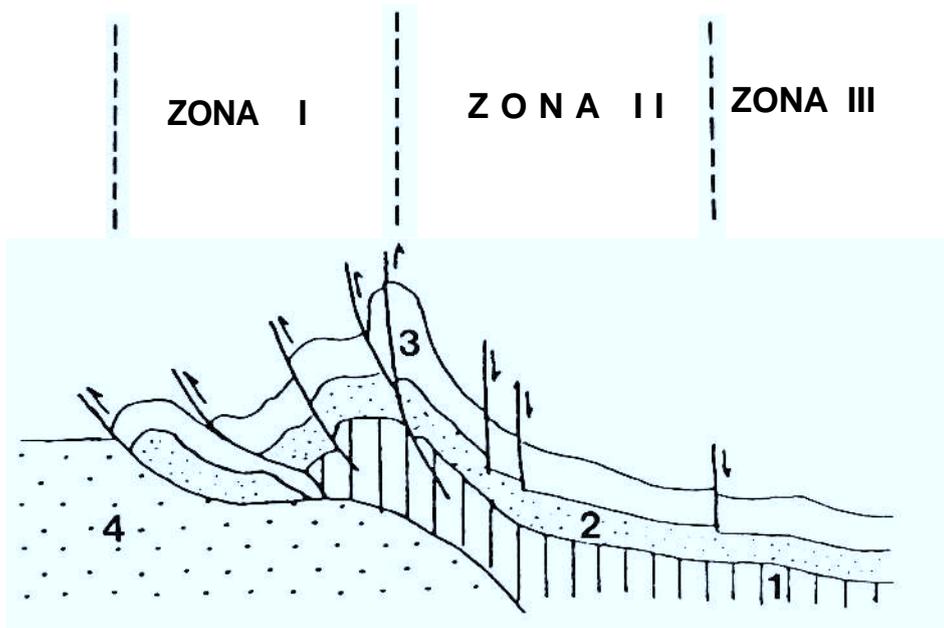
4. TECTONICA

Como se ha indicado en el apartado de antecedentes, esta zona ha sido objeto de numerosas citas bibliográficas debido a su estratégica posición en el límite Sur de la Cuenca Vasco-Catábrica, pero casi siempre han sido de carácter regional.

En el año 1984, MARTINEZ TORRES realiza un estudio tectónico específico en el que engloba el área que se ha elegido para la realización de este trabajo, por lo que se considera que la descripción de las estructuras y modelo de evolución tectónica del área involucrada en nuestro estudio, está bastante bien estudiado, habiéndonos limitado a la realización de un breve resumen que complete la información geológica de la zona.

Nos encontramos situados en lo que tradicionalmente se ha denominado Franja Móvil de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes. Aunque el área estudiada no engloba al mismo frente de cabalgamiento, deja sentir su influencia con la aparición de todo tipo de estructuras tectónicas, como son: fallas tanto normales como inversas, cabalgamientos, pliegues anticlinales y sinclinales, estructuras antiformes, etc. Dentro de la Cadena Pirenaica, la zona ocupa una posición externa (Sierras Marginales), (Fig. 4), por lo que no aparecen el tipo de estructuras que indicarían una deformación mayor, como la esquistosidad, etc. que sí se observan en las zonas internas de la Cuenca.

Si se realiza un corte ideal de la Sierra de Cantabria teniendo en cuenta las estructuras observadas, como el realizado por MARTINEZ TORRES (1984) (Fig. 19), se puede ver que en la zona próxima al frente de cabalgamiento se produce un apilamiento de anticlinales de tipo flanco corto-flanco largo (pliegues falla) por medio de fallas inversas, esta zona se ha denominado zona I. Si se progresa hacia el Norte, aparece la zona II, donde se observa la aparición de fallas normales (de relajación), que en superficie dan morfologías cóncavas, ver (Fig. 20). Estas estructuras se han ido originando desde la más exterior (1), hasta la más interior (2, 3, 4). Más hacia el Norte, se de-



1: TRIAS.

3: CRETACICO SUP.

2: JURASICO Y CRETACICO INF.

4: TERCIARIO.

Fig. 19. Corte ideal de la Sierra de Cantabria. (MARTINEZ TORRES, 1984)

sarrolla una serie monoclinas sin apenas pliegues ni fracturas, zona III. En el caso del área de Peñacerrada este modelo se ve un poco modificado debido a la aparición del pliegue falla de Loza, que marcaría la separación entre las zonas II y III.

Según la terminología de MARTINEZ TORRES (1984) la zona I sería la «Franja de cabalgamiento», la zona II «Zona Intermedia» y la zona III sería el flanco Sur de la Depresión de Miranda-Treviño.

Los principales accidentes tectónicos son:

- **Diapiro de Peñacerrada**, en cuyo emplazamiento juega un papel importante la tectónica profunda, como se ha indicado en capítulos anteriores y en el que aparecen afloramientos tanto de ofitas como de materiales carbonatados arrancados en el ascenso del mismo.

- «**Estructura Dómica de Montoria**», relacionada directamente con el ascenso de los materiales del diapiro de Peñacerrada. Se presenta muy fracturada, estando atravesada por numerosas fallas tanto normales como inversas. Las direcciones de los estratos se disponen circularmente a dicha estructura, salvando los trastoques realizados por dicha fracturación.

● «*Pliegue falla de Loza*», con la típica morfología de flanco corto-flanco largo, en el que incluso el flanco corto llega a invertirse al Norte de Loza. El núcleo del sinclinal se encuentra muy tectonizado, habiéndose detectado, en un pequeño sondeo realizado en Loza por la Exma. Diputación Foral de Alava para la búsqueda de agua, la existencia de dos escamas de Keuper poco potentes, intercaladas en los materiales Paleocenos (MARTINEZ TORRES, 1984). No se ha observado que estos materiales triásicos afloren en el sinclinal.

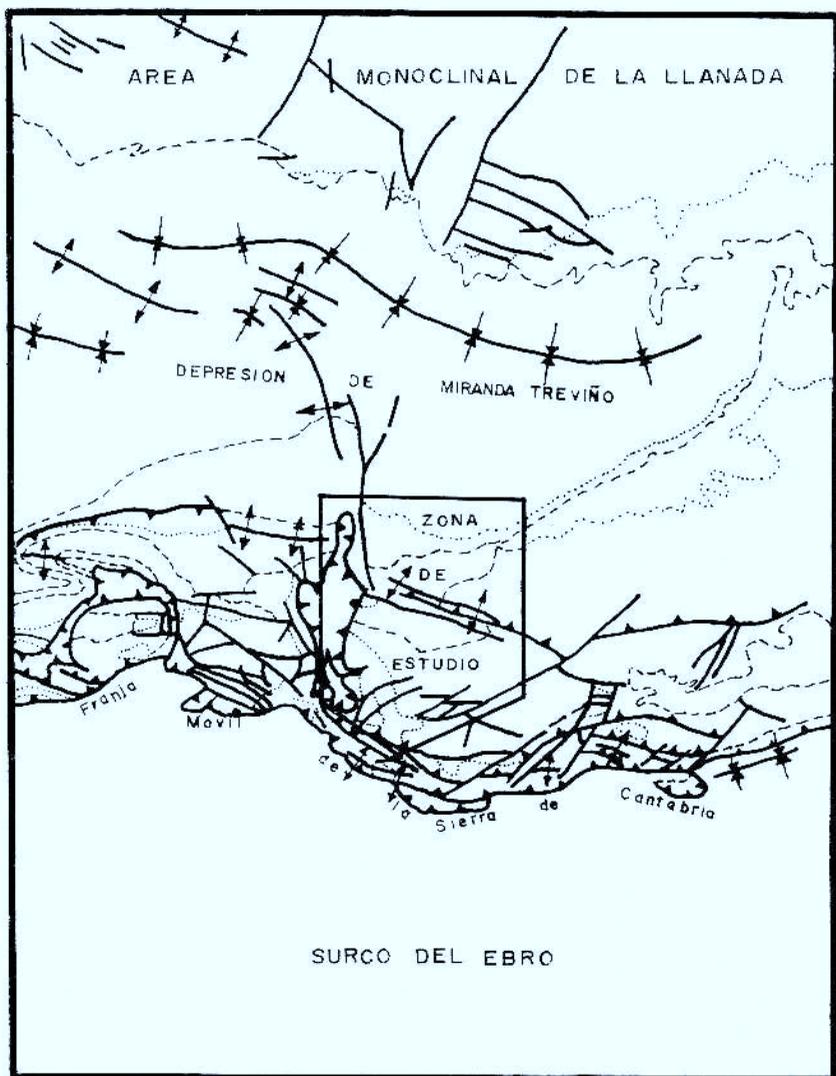


Fig. 20. Esquema geotectónico. (MARTIN et al., 1978 y PORTERO et al., 1979).

5. PETROGRAFIA Y MINERALOGIA

5.1. Silicificaciones en el Keuper

5.1.1. *Keuper en el Diapiro de Peñacerrada*

El Triásico en facies Keuper, presenta unas silicificaciones muy características, formadas por cuarzos idiomorfos, a veces maclados y bipiramídales. Estos cuarzos son autógenicos, es decir, de nueva formación o secundarios. Normalmente son de tamaños pequeños y a duras penas llegan al centímetro. Presentan colores que generalmente son rojos («Jacintos de Compostela»), pero también pueden ser transparentes o hialinos y negros.

MARFIL (1970) ha estudiado exhaustivamente este tipo de silicificaciones en la Cordillera Ibérica indicando, que tales cuarzos son el problema más importante y difícil que presenta el Keuper en su trabajo. Establece tres formas de yacimiento para los mismos:

- Cristales dispersos y aislados en margas yesíferas.
- Cristales que atraviesan a otros de yeso especular. Parece ser que eligen direcciones texturales para crecer, así como direcciones de permeabilidad.
- En un tercer caso, los cristales de cuarzo, aparecen creciendo conjuntamente con aragonitos, unas veces dispersos en el mismo sedimento y otras atravesando cristales de yeso.

En el Diapiro de Peñacerrada se han encontrado la primera y la segunda forma de yacimiento, o sea, «Jacintos de Compostela» incluidos dentro de margas y de yesos (Fig. 21). Los primeros tienen tamaños mayores generalmente comprendidos entre 0,5 y 1,0 mm. aunque pueden llegar a medir 2,5 mm. o más en algunos casos, mientras que los incluidos en yesos sólo alcanzan tamaños comprendidos entre 0,1 y 0,5 mm.

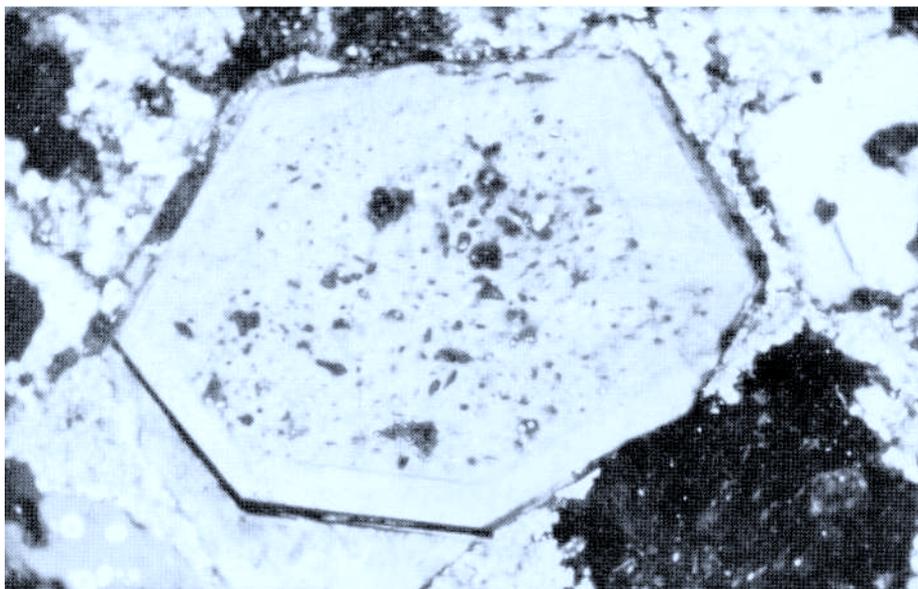


Fig. 21. Sección idiomorfa de «Jacinto de Compostela», presenta inclusiones de anhidrita observándose un recrecimiento en el borde del mismo.

El estudio petrográfico ha confirmado las observaciones ya realizadas por MARFIL (1970). En este estudio se ha apreciado claramente el idiomorfismo hexagonal de las secciones de cuarzo, así como la gran proporción de inclusiones que aparecen. Estas tienen tendencia a orientarse, aunque generalmente aparecen desordenadas, así como a ocupar la zona central dejando una franja completamente limpia en los bordes (Fig. 21). A veces existe también una película de cuarzo que recrece al borde. El contacto de este recrecimiento puede, a veces, venir marcado por líneas rojizas.

Generalmente, todas las inclusiones son de anhidrita y tienen la misma extinción. Por lo cual MARFIL (1970), indica que las inclusiones pertenecen al mismo monocristal que ha sido corroído y sustituido por sílice, siendo por ello la formación de ésta posterior a la formación de anhidrita. Otra inclusión que también pueden presentar son pequeños cristales de carbonato. El estudio de las inclusiones puede ser muy importante, ya que manifestaría las características petrogenéticas que dominaban antes de la formación de los cuarzos.

Como antes se ha indicado la génesis de estas silicificaciones es un problema difícil, pero según MARFIL (1970) parece ser que se realiza a partir del ácido monosilícico, ya que el CINA hace decrecer la solubilidad de la sílice en el agua, mientras que la solubilidad del ácido monosilícico no se ve afectada por la presencia de iones en la disolución. Si la concentración de la

disolución es normal, con poca sílice se llega a un crecimiento ordenado de los cristales, ya que si está en mayor proporción da lugar a la precipitación de otras formas silíceas. Por supuesto para que exista esta precipitación es necesaria la presencia de gérmenes cristalinos.

5.2. Silicificaciones en el Dogger (Jurásico)

5.2.1. *Columna de Montoria*

El sílex que aparece en las calizas del Dogger (Bajociense) (Fig. 8), se presenta en nódulos que se distribuyen en horizontes bastante bien definidos. Los nódulos tienen su dimensión mayor orientada según la estratificación. Sus tamaños oscilan entre 5 y 20 cms. para esta dimensión mayor, mientras que la dimensión menor no sobrepasa los 5 cms. generalmente. Tienen colores oscuros, fundamentalmente grisáceos, y presentan una envuelta exterior, de tonos blanquecinos, con menor concentración de sílice (envuelta carbonatada).

5.2.1.a. *Descripción de la «roca caja»*

Estos sílex se presentan en unas calizas en las que se observan laminaciones cruzadas. Las laminaciones se forman por la acumulación, debido a corrientes, de los bioclastos que poseen. Son unas calizas «wackestone-packstone» y se podrían clasificar como bio o biopelmicritas según se hayan observado pelets o no. Los aloquímicos que se presentan como los componentes más importantes, pueden ser de dos tipos:

a.— Pelets: Granos de micrita con formas circulares o elípticas y tamaños inferiores a 0,1 mm.; generalmente son interpretados como de origen fecal. (ADAMS et al., 1984). En muchas ocasiones no son muy patentes debido que a la menor compactación se sueldan siendo difícil identificarlos.

b.— Bioclastos: Son muy abundantes, se presentan en gran variedad. Entre ellos se han observado:

- Microfilamentos: Son los aloquímicos más frecuentes. Tradicionalmente han servido como calificativo característico de gran parte de las calizas del Jurásico (SOLER Y JOSE 1972a; 1972b y otros muchos autores). Son restos inidentificables de organismos que dan una morfología a modo de filamentos o bastocillos.

- Espículas de esponja: Son también muy abundantes. Presentan la típica morfología con un conducto central (Fig. 22). Las que se encuentran en la «roca caja» están calcificadas por esparita, a veces se pueden confundir con los microfilamentos.

- Fragmentos de equinodermos: Se presentan como típicas placas de esparita, observándose cementos sintaxiales que crecen en continuidad óptica con dichas placas de esparita.

Al observar las microfacies de estas calizas se percibe claramente que los bioclastos se orientan con sus ejes mayores paralelos a la laminación.

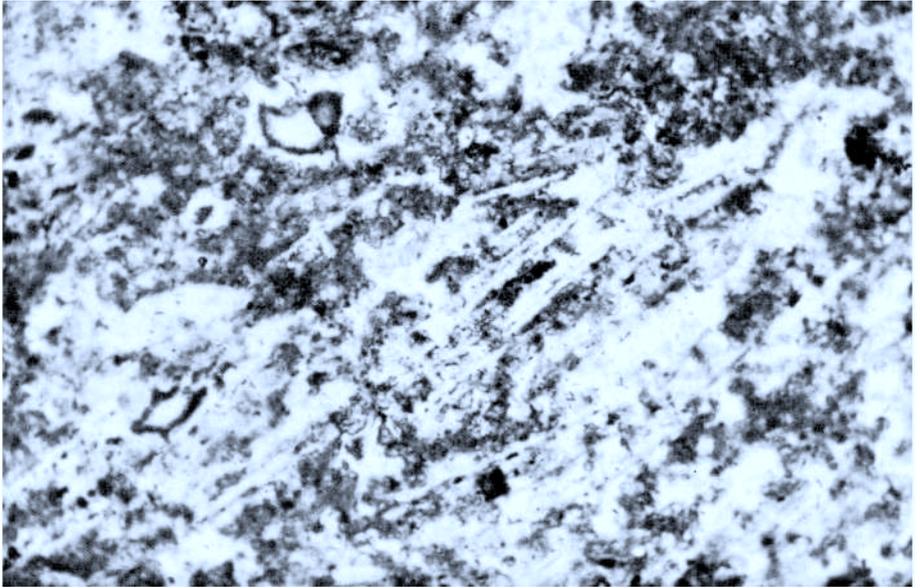


Fig. 22. Vista de la zona carbonatada de los sílex del Dogger (Jurásico), donde se aprecian espículas de esponja con su típico conducto central.

5.2.1.b. Descripción de las silicificaciones.

Las silicificaciones de esta columna son bastante monótonas en cuanto a su morfología, petrografía y mineralogía. Se manifiestan exclusivamente como nódulos más o menos continuos. Es un sílex de microcuarzo con un tamaño medio que oscila entre 10 y 20 μ con escasos esferulitos de cuarzo fibroso que pueden ser de cuarcina o calcedonita. También se observan numerosos fantasmas de organismos y pequeñas fracturas rellenas de carbonato. Presentan un reborde carbonatado que está parcialmente sustituido por sílice, generalmente en esta zona los organismos son menos patentes debido a esta sustitución. El límite entre el reborde carbonatado y la «roca caja» es bastante neto.

5.2.2. Ambiente de depósito

El medio de sedimentación en que se conformaron estos materiales calizos, que han servido como «roca caja» a los sílex de Montoría, ha sido un medio de mar abierto con desarrollo de «altos fondos» y que localmente estaban limitados por «zonas de cubeta». (SOLER Y JOSE 1972a). Para PORTERO et al. (1979), durante todo el Jurásico existió una cuenca uniforme, con salinidad normal marina, con estas cubetas y altos fondos y una sedimentación nerítica.

Con los datos obtenidos tanto en el campo, como en el análisis de microfácies, se puede afirmar que las calizas Bajocienses estudiadas se han formado en un medio de plataforma que se corresponde con el cinturón de facies n.º 2 de WILSON (1975) definido por él como una Plataforma de mar abierto donde se da una sedimentación característica de un mar nerítico. Tenemos que este Cinturón de Facies viene caracterizado por unas calizas muy fosilíferas, bioclásticas con una fauna muy diversa, entre las que se intercalan algunos bancos de margas de poco o mediano espesor. También tienen bioturbaciones comunes, que en estas calizas estarían representadas por la aparición de los pelets fecales.

AIGNER (1985) refiriéndose a rampas de plataformas carbonatadas del Muschelkalk Superior de la Cuenca Sur Alemana, describe facies muy semejantes a las observadas en esta columna. Dicho autor indica que en estas rampas se desarrollan unas calizas con laminaciones, que a techo pueden presentar bioturbaciones, con algunos pequeños bancos de margas intercalados. En Montoria se observa algo casi idéntico, formado también por bancos calizos con laminaciones cruzadas y pequeñas removilizaciones a techo, en lugar de los bioturbaciones, y con algunas margas intercaladas.

Se puede concluir que las calizas del Dogger de Montoria se han formado en una plataforma marina en un ambiente nerítico, donde ha sido importante el aporte de organismos y en concreto de las espículas de esponja.

5.2.3. Aspectos diagenéticos

Los sílex microcuarcíticos se han originado por una sustitución de la «roca caja» formada de carbonato por sílice. Como huellas de esta sustitución encontramos dentro de los nódulos de sílex algunos restos de organismos como microfilamentos, espículas, etc.

El origen de la sílice parece muy probablemente biogénica, puesto que aparecen numerosas espículas de esponja de naturaleza silíceas (Fig. 22). Estas espículas originariamente estaban constituidas por ópalo biogénico u ópalo A. En la figura 23, se puede observar como el ópalo (amorphous silica) tiene una alta solubilidad, de 120 a 140 ppm., en los rangos de pH inferiores a 9, que es el que presenta el agua que ocupa los poros de los sedimentos marinos, mientras que el cuarzo permanece prácticamente insoluble con un índice de sólo 6 a 10 ppm. para estos mismos rangos de pH. Por lo que el ópalo A puede disolverse o reemplazarse por carbonato. La sílice liberada se concentra en determinadas zonas como posible ópalo C-T. Posteriormente en un proceso de envejecimiento, por el cual se liberan las impurezas que dan residuos de tonos marrones, pasa a microcuarzo, originando los nódulos actuales.

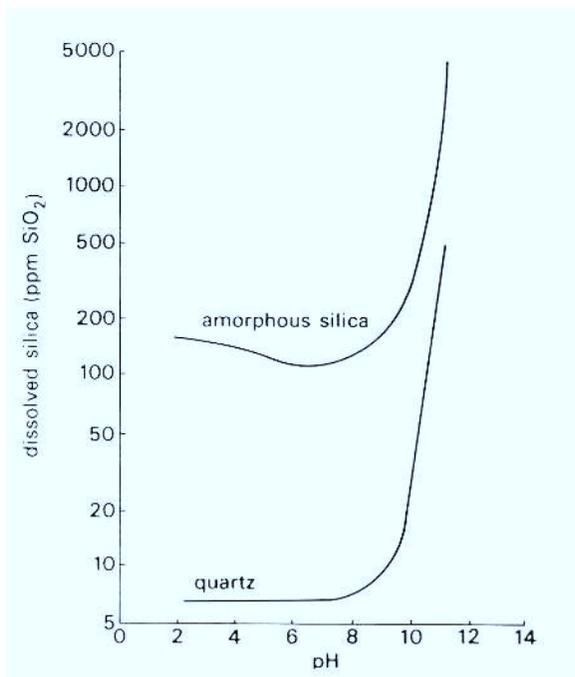


Fig. 23. Solubilidad del cuarzo y de la sílice amorfa a 25° C. Para mayor información ver BERNER (1971) y KRAUSKOPF (1979). In: TUCKER (1981).

5.3. Silicificaciones del Thanetiense (Paleoceno)

5.3.1. Columna del arroyo de Santiama (Peñacerrada)

Las silicificaciones encontradas se presentan en niveles distribuidos a lo largo de una columna formada exclusivamente por calizas, «wackestones». Estos niveles no son muy patentes ya que la silicificación se encuentra bastante dispersa. Solamente hay dos niveles de sílex que, a escala de afloramiento, se pueden seguir lateralmente. Son muy irregulares, formando pequeñas concentraciones cuyos tamaños pueden variar desde algunos milímetros hasta unos pocos centímetros, entre 5 y 10 normalmente. En fractura reciente es un sílex gris azulado pudiendo presentar a veces algunos tonos rojizos. De «visu» se reconocen fácilmente debido a que por su mayor resistencia a la erosión sobresalen de la roca carbonatada (Fig. 24).

5.3.1.a. Descripción de la «roca caja»

Las manifestaciones síliceas aparecen incluidas en calizas esencialmente micríticas (biopelmicritas) con textura «wackestone», aunque en casos concretos se puede apreciar tanto «mudstones» como «packstones». Los aloquímicos son fundamentalmente peloides, grapestones y fragmentos de



Fig. 24. Aspecto Irregular de las silicificaciones incluidas en las calizas Thanetienses de la columna de Santiaña (Peñacerrada). Tienen una disposición algo laminada.

organismos (*Microcodium Glück*, ostrácodos, laminaciones algales y algún foraminífero planctónico).

Las calizas también presentan poros alargados que en algunos casos son paralelos a la laminación, mientras que otras veces se presentan con una disposición caótica, en cuyo caso, pueden recordar a los «burrows». Estas estructuras suelen recibir el nombre de «bird-eyes structures». Según ADAMS et al. (1984) este tipo de porosidad se origina por el atrapamiento de fluido en un sedimento durante la desecación. Estos antiguos poros están rellenos por cemento esparítico tipo blocky, que FLUGEL (1982) considera originados en un medio freático activo, caracterizándose por presentar cristales de esparita que van aumentando de tamaño hacia el centro del poro. La cantidad de aloquímicos de estas calizas es importante, en general superior al 10%) siendo de dos tipos:

a.— Peloides: Se distinguen peloides «sensu estricto» y grapestones.

Los primeros son granos compuestos de micrita carentes de estructura interna reconocible. Se han observado estructuras grumosas formadas por peloides que ESTEBAN y KLAPPA (1983) denominan «clotted micrite». Tienen un tamaño medio comprendido entre 0,1 y 0,4 mm. (tamaño de arena fina a media), aunque puede oscilar entre 0,05 y 0,8 mm.

Los grapestones son agregados formados por fragmentos de *Microcodium* y fragmentos de conchas de ostrácodos, cuando los hay. Generalmente

el interior de estos agregados presentan una textura «packstone», estando la matriz ocupada por micrita. Su tamaño es mayor al de los peloides y oscila generalmente entre 1 y 10 mm. A veces presentan una envuelta esparítica o microesparítica que los individualiza de la micrita y los hace distinguir a simple vista (Fig. 25). ESTEBAN y KLAPPA (1983) han denominado a estas estructuras como «circumgranular cracking», indicando que se forman en secuencias de carbonatos que han sufrido exposición subaérea. Esta envuelta tiene su origen en el proceso de desecación, que hace que los agregados se retraigan creando un vacío entre ellos y la matriz micrítica, posteriormente cementada por esparita, siguiendo el mismo mecanismo que el relleno de las fenestras.

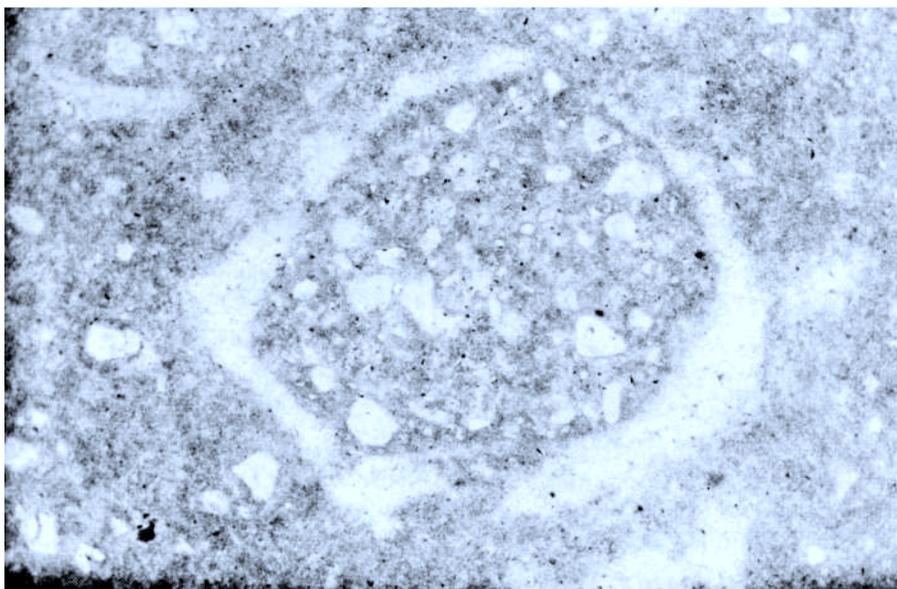


Fig. 25. Grapestone con envuelta esparítica «Circumgranular cracking». Se observa como el agregado está formado por fragmentos de *Microcodium* presentando una textura «packstone».

b.— Restos de organismos

La variedad de fauna observada es muy escasa. Sólo se han reconocido *Microcodium*, *ostrácodos*, *laminaciones algales* y algunos foraminíferos planctónicos.

El *Microcodium* es el resto de organismo más abundante en toda la columna. Fue descrito por primera vez por GLUCK (1912). Generalmente se encuentra muy fragmentado dando pequeñas láminas formadas por monocristales de esparita diseminadas en la micrita. A veces se disponen con una textura «packstone». Otras veces, fragmentos mayores se rodean de una envuelta micrítica formando peloides.

La fuente de todos estos fragmentos son verdaderas colonias, formadas por la asociación de numerosos miembros. Se disponen arracimados en las zonas micríticas, utilizando este sustrato para su crecimiento (Fig. 26). Para ESTEBAN (1974), el *Microcodium Glück* es: «Elongate, petal-shaped calcite prisms or ellipsoids, 1 mm. or less in long dimension and grouped in spherical, sheet or bell-like clusters». Para KLAPPA (1978) es «long thought to be algal, inorganic, bacterial or actinomycete in origin, is now believed to be the result of calcification of micorrhizae, symbiotic associations between soil fungi and cortical cells of higher plant roots. (In: AAPG Memoir 33, pág. 27. 1983). Mientras que FLUGEL (1982) piensa que el *Microcodium* es: «fresh-water algae which may be of value in the facies interpretation of lacustrine limestones belong to chlorophycean and cyanophycean genera.»

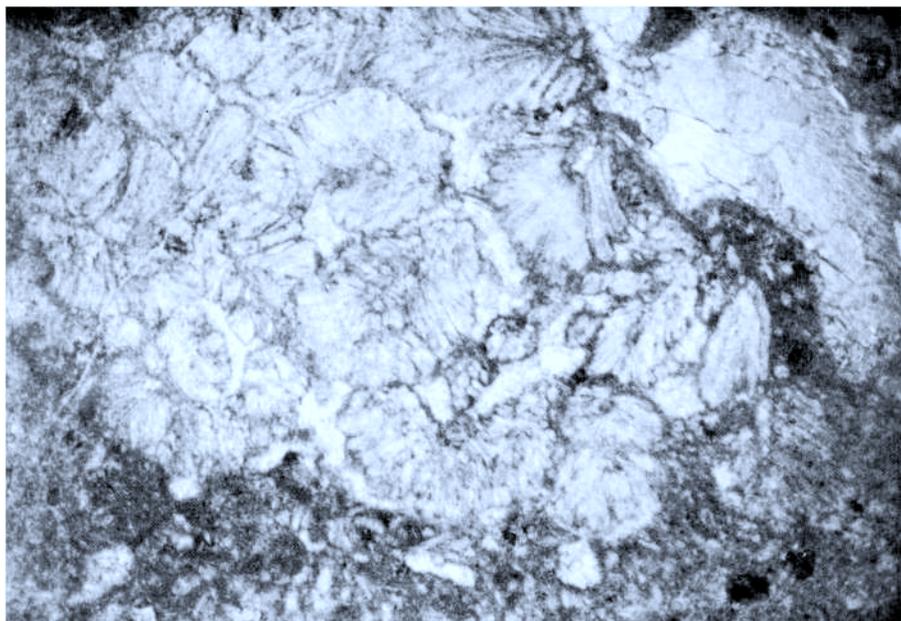


Fig. 26. Colonias de *Microcodium*. Se puede observar como los diferentes individuos están formados por cristales prismáticos de calcita que se unen para formar agregados que crecen en una matriz fundamentalmente micrítica.

Los ostrácodos se encuentran generalmente desarticulados y fragmentados, aunque en algunas zonas de menor removilización pueden aparecer enteros (Fig. 27). Se encuentran en menos cantidad que el *Microcodium*.

Las laminaciones algales se manifiestan como pequeños bandeados dentro de la caliza. En esta columna no están muy desarrolladas y se encuentran en gran parte silicificadas. En otras áreas estas laminaciones han sido

utilizadas como elemento característico de las facies carbonatadas Thane-tienses. (MANGIN, 1959-60); (PLAZIAT y MANGIN, 1969) y (PORTE-RO et al.. 1979).

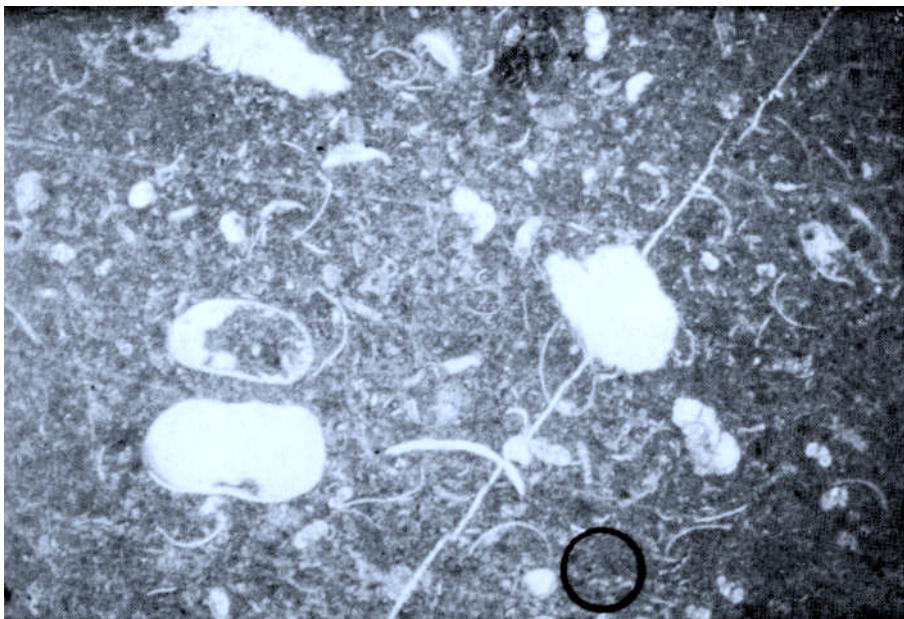


Fig. 27. Caliza micrítica con ostrácolos «wackestone».

5.3.1.b. Descripción de las silicificaciones

Como antes se ha indicado las silicificaciones de las calizas del Thane-tiense no son muy abundantes. Se encuentran diseminadas irregularmente en horizontes más o menos continuos. Tienen una tendencia clara a disponerse hacia el techo de los bancos carbonatados. Tampoco presentan morfologías de nódulos ni de bandas estratiformes.

La mineralogía de estos sílex es microcuarzo fundamentalmente, apareciendo también algunos crecimientos de megacuarzo y esferulitos de calcedonita (length-fast chalcedony) como cemento relleno de espacios vacíos. Las microfases que presentan las silicificaciones están condicionadas a la cantidad de sílice que haya en el medio en el momento de la silicificación, dando diferentes estructuras según vaya variando ésta (FOLK y PITTMAN, 1971). Se puede observar tres tipos en cuanto a la entidad de las silicificaciones:

Se tiene un primer tipo de silicificación en el cual la sílice está muy dispersa y es poco patente, formando esferulitos de calcedonita. Estos esferulitos, con un tamaño medio que oscila entre 0.2 y 0,4 mm., generalmente se presentan aislados, pero a veces pueden estar apiñados, aunque en ningún caso en un número superior a 4 ó 5.

Un segundo tipo se da cuando la silicificación es más importante. Entonces la sílice fibrosa (calcedonita) ocupa únicamente los bordes de la silicificación formando bandas continuas, siendo el microcuarzo el que sustituye a la caliza de una forma más masiva e irregular. Es por esto por lo que el microcuarzo presenta numerosas impurezas de carbonato siendo todavía distinguible la textura original de la «roca caja». En algunas zonas este microcuarzo pasa a ser megacuarzo presentando la peculiaridad que cada cristal tiene un núcleo circular de micrita, que todavía no ha sido asimilada por la sílice (Fig. 28).

En un tercer tipo, la silicificación es ya masiva. Desaparecen los esferulitos de calcedonita apareciendo un sílex de microcuarzo con un tamaño comprendido entre 10 y 20 μ aunque a veces puede llegar hasta 50 μ . Es semejante al descrito anteriormente pero afecta a una mayor superficie de «roca caja». Sigue presentando también gran cantidad de restos de carbonatos, pudiendo aislar fragmentos de caliza dentro de la silicificación. Esto se debe al carácter tan irregular de la silicificación. Cuando la sílice se encuentra con poros o cavidades de organismos son cementados con calcedonita o microcuarzo en las paredes y megacuarzo en el centro (Fig. 31). Por consiguiente es patente que la silicificación es diagenética, no llegando a borrar completamente los diferentes restos de organismos y estructuras presentes originariamente en la «roca caja».

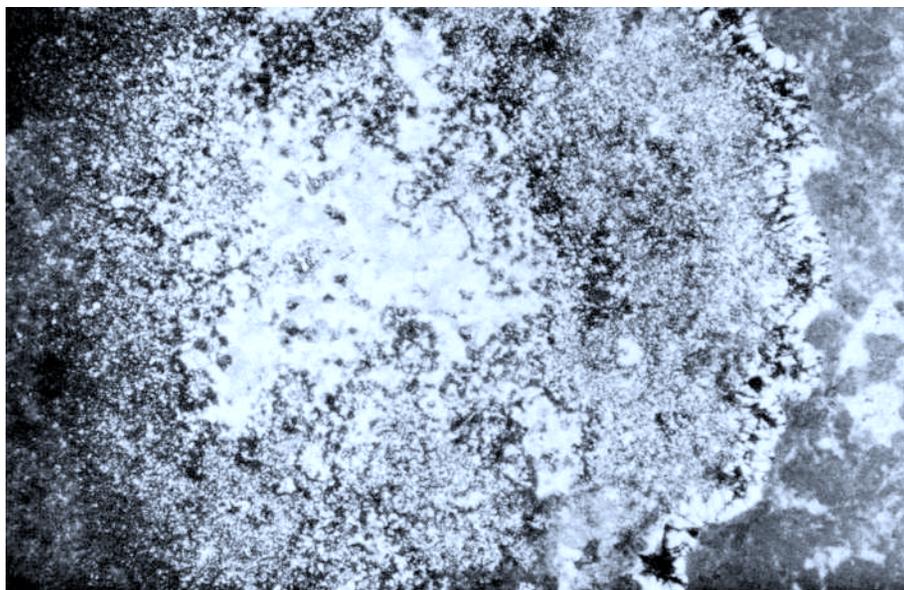


Fig. 28. Silicificación en la que se puede observar una banda de cuarzo fibroso (calcedonita) a la derecha, que pasa a microcuarzo hacia la izquierda, para presentar finalmente megacuarzo en el centro. Cada cristal de este megacuarzo posee un núcleo de micrita resto de la asimilación de la caliza por sílice.

5.3.2. *Columna de Loza*

En el corte efectuado en las proximidades de Loza (Alava) (Fig. 12), observamos que los materiales datados como Thanetienses presentan características diferentes a los expuestos en la columna del Arroyo de Santiamá (Peñacerrada), tanto en la «roca caja» como en las silicificaciones asociadas.

La columna establecida, presenta como «roca caja» dolomías y calizas. Las dolomías aparecen fundamentalmente en el tramo inferior, mientras que las calizas aparecen hacia el techo. Por este motivo es una columna interesante para poder estudiar el control que ejerce la «roca caja» sobre las silicificaciones.

Aquí los sílex manifiestan tres morfologías. Una constituida por lechos de sílex estratiformes (Fig. 14). Son capas silicificadas cuyo espesor puede variar desde 20 a 75 cms. aproximadamente. Unos tienen colores blanquecinos y otros muy fracturados presentan colores que van desde tonos azulados a rojizos. Limitando las superficies de techo y muro aparecen fracturas rellenas de calcita. No se conoce su continuidad lateral y aparecen incluidos dentro de las dolomías. Otro tipo de silicificación es el formado por nódulos (Fig. 16), tienen bordes regulares y tonos rojizos, también se han observado restos difusos de algún antiguo anillo de Liesegang, se presentan incluidos en las calizas al igual que el último tipo cuya morfología es similar a la de las silicificaciones de Santiamá.

5.3.2.a. *Descripción de la «roca caja»*

Como antes se ha indicado los sílex están incluidos en calizas y dolomías. Las calizas son semejantes a las que afloran en el Arroyo de Santiamá. Son biopelmicitas con textura «wackestone» fundamentalmente.

Las dolomías sirven de «roca caja» a los sílex estratiformes. Son dolomicitas de un aspecto muy uniforme. Apenas se observan restos de la textura original, sólo algunos pelets y unos pocos fragmentos de conchas, probablemente de ostrácodos. También se han reconocido huecos romboidales de yesos (Fig. 29), (porosidad móldica). En lámina delgada no se aprecia el efecto de la dolomitización debido a su aspecto micrítico. La determinación de la naturaleza dolomítica se ha realizado por difracción de Rayos-X siguiendo el método propuesto por BARAHONA (1974). Para esto se ha barrido el intervalo angular comprendido entre 27° y 33° de 2θ , que es rango angular donde aparecen los picos (104) de la dolomita y calcita. Según este autor el área de estos picos es reflejo de la cantidad en que ambos se encuentran presentes, además el factor de reflexión de ambos es el mismo con un valor de 1,0, por lo que después de medir el área de ambos picos, se realiza una simple regla de tres y se obtiene la cantidad de uno frente al otro. Los resultados de estas mediciones se pueden observar en la columna de Loza (Fig. 12).

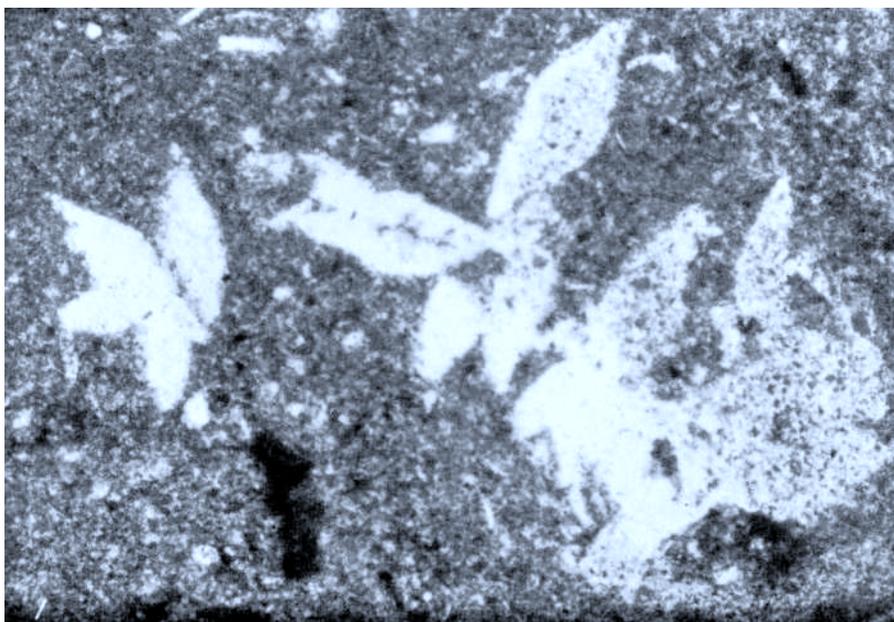


Fig. 29. Pseudomorfos de yeso en capas silicificadas de Loza. Se pueden ver las morfologías romboidales creadas por antiguos cristales de yeso.

5.3.1.b. Descripción de las silicificaciones

A continuación se va a describir los diferentes tipos de silicificaciones aparecidos en esta columna:

a.— Silicificaciones en bancos.

Pueden ser de dos tipos:

- Bandas continuas estratiformes con un espesor comprendido entre 25 y 75 cms. de colores blanquecinos presentando restos de una antigua porosidad y algunas cementaciones realizadas en poros y cavidades de organismos. Presentan una cantidad notable de carbonatos de modo que se reconoce perfectamente la textura original de la roca, encontrándose restos de organismos silicificados, entre los que aparecen alguna espícula y laminaciones posiblemente algales, antiguas fenestras, algunas de ellas con rellenos geopetales debido a la selectividad de la sílice al sustituir estos rellenos (Fig. 30). Su naturaleza es mayoritariamente microcuarcítica en unos casos, pudiendo presentar gran cantidad de megacuarczo en otros con un tamaño comprendido entre 25 y 100 μ .

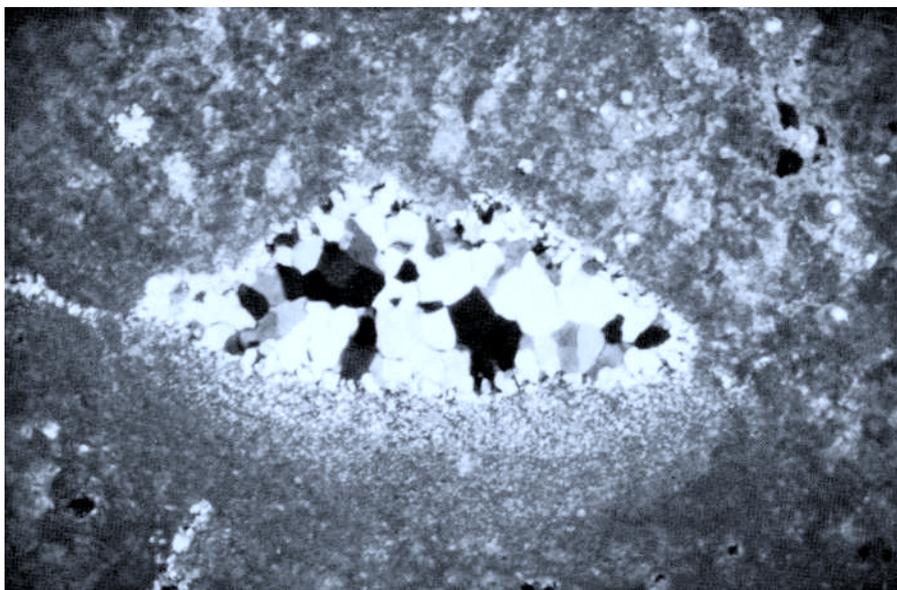


Fig. 30. Relleno geopetal constituido por sílice. Se puede observar como la parte inferior está constituida por microcuarzo y la superior por megacuarzo.

Las cementaciones son rellenos silíceos, que presentan una banda continua de cuarzo fibroso (calcedonita en este caso), en las paredes de los rellenos que hacia el interior pasa generalmente a megacuarzo (Fig. 31), según vaya disminuyendo la concentración de sílice. BUSTILLO (1980) señala que esta variación en cuanto a las texturas de los minerales silíceos se debe a una mayor lentitud de crecimiento de la cementación silícea. También se han encontrado indicios, muy escasos, de cristales de yeso reemplazados por megacuarzo, así como algunos rellenos formados por grandes cristales de dolomita, que serían posteriores a la silicificación. A este grupo pertenecen las muestras TL-4, 6 y 9 recogidas en los tres bancos inferiores de la columna (Fig. 12).

- Capas silicificadas con numerosas fracturas. Es un sílex formado fundamentalmente por microcuarzo. Presenta como característica principal un gran número de fracturas que en algunos casos dan el aspecto de una auténtica brecha. En cuanto a estas fracturas se han observado dos generaciones, una primera que está rellena por cuarzo fibroso (calcedonita) y otra segunda, posterior ya que atraviesa a la anterior, rellena por dolomita. Estas últimas fracturas pueden individualizar pequeños fragmentos de sílex arrancados de las paredes durante la fracturación o presentar pequeños crecimientos de cristales de megacuarzo de un tamaño medio de 0,1 mm. que se disponen perpendicular-

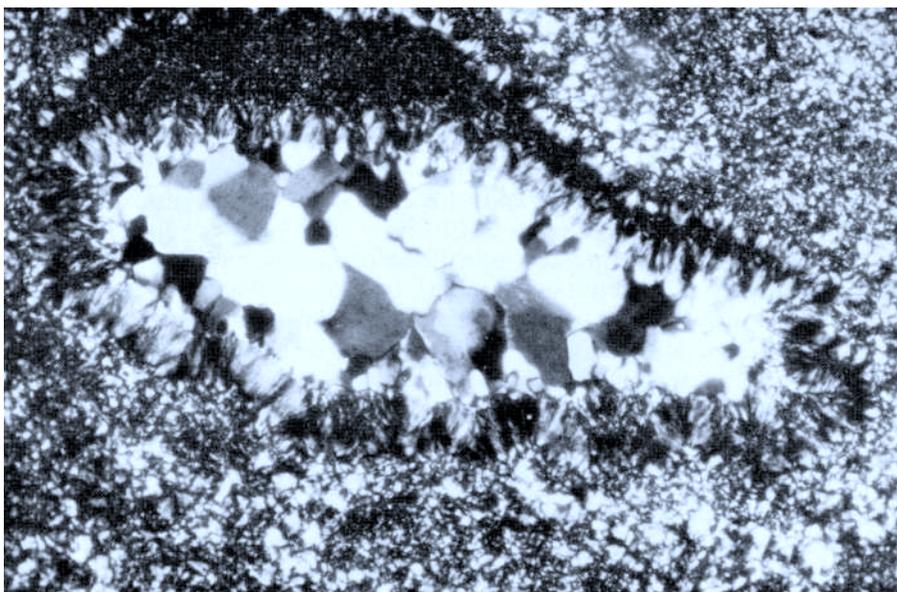


Fig. 31. Cementación a base de cuarzo fibroso (calcedonita) en las paredes de la cavidad y megacuarzo en el centro.

mente a las paredes de las mismas. También se observan algunos esferulitos de calcedonita y cementaciones semejantes a las anteriormente descritas.

b.— Silicificaciones en nódulos

Aquí los sílex también están constituídos básicamente por microcuarzo y son visibles algunas cementaciones semejantes a las descritas en los bancos silicificados. No presentan muchas impurezas de carbonato, aunque el borde de los nódulos que contacta con la «roca caja» es irregular, no siendo neto el paso entre la sílice y la caliza (Fig. 16).

c.— Silicificaciones irregulares

Son semejantes a las estudiadas en la columna del Arroyo de Santiamá. En esta columna están poco representadas y coexisten en la misma «roca caja» que las silicificaciones en nódulos.

5.3.3. Ambiente de depósito

Resulta evidente y así lo señalan los estudios realizados anteriormente, que las calizas Thanetienses se han depositado en un ambiente marino, que para PORTERO et al. (1979) serían salobres y transicionales, mientras que en los estudios paleogeográficos realizados por PLAZIAT (1983), el Thanetiense de la zona de Peñacerrada, vendría encuadrado dentro de un área que

habría estado ocupada durante esta época por una plataforma con facies arrecifales (Fig. 17).

Las observaciones realizadas en este trabajo vienen a corroborar que los materiales se han formado en un medio marino poco profundo, si bien, podemos precisar más la facies de depósito, ya que las anteriores referencias son de un carácter general. De este modo con los datos aportados por el estudio de biofacies y litofacies, expuestos en apartados anteriores, se puede afirmar que nos encontramos en el Cinturón de Facies n.º 8 de WILSON (1975), que se corresponde con una Plataforma restringida («Lagoon» o charca costera de circulación restringida). Esta concordancia entre los datos obtenidos por nosotros en las calizas del Thanetiense y los dados por el Cinturón de Facies es tanto a nivel de litología como de asociaciones de organismos. Así se han determinado «mudstones-wackestones» con peloides y grapestones con fábricas fenestrales y una fauna formada por ostrácodos, laminaciones de algas y escasos foraminíferos planctónicos.

Si observamos la columna (Fig. 11), apreciamos que está formada por paquetes de orden métrico, con un espesor comprendido entre 0,5 y 5 mts. Al estudiar con detalle un paquete (en lámina delgada), encontramos que se corresponde con una secuencia de somerización hacia techo («shallowing upward»). Las somerizaciones han culminado en cada ciclo, generalmente, con una exposición subaérea, la cual ha originado una desecación del sedimento reflejada por las numerosas y constantes porosidades fenestrales que aparecen a lo largo de la columna, así como por los «circumgranular cracking». Sin embargo, no hemos encontrado grietas de desecación a nivel de afloramiento, por otra parte típicas de secuencias de «shallowing upward» (Fig. 32), aunque si se ha observado en lámina delgada indicios de lo que podrían ser microgrietas de desecación.

En esta secuencias de somerización se han podido diferenciar 3 tramos (Fig. 11). Al comparar los tramos con los del modelo dado por JAMES (1984) para secuencias de «shallowing upward», se produce una correspondencia clara con los tres tramos inferiores A, B y C, propuestos en este modelo (Fig. 32).

El primer tramo distinguido es identificable con el tramo A. Se caracteriza por presentar peloides, grandes grapestones, algunos mostrando estructuras «circumgranular cracking» y numerosos fragmentos de *Microcodium*. Tiene una textura «wackestone» que incluso puede llegar en algunas zonas a ser «packstone». Este tramo formaría una arena o microconglomerado calizo a base de los fragmentos, que se habrían originado por una removilización más o menos importante en la zona de influencia de las olas.

El segundo tramo diferenciado sería el equivalente al B. Presenta una caliza micrítica con ostrácodos, también se ha distinguido algún foraminífero. No se observa ningún tipo de fragmento ni remociones. Este tramo tiene texturas que van de «mudstones» a «wackestones» dependiendo de la cantidad de ostrácodos que aparezcan. Se originan en un ambiente «Subtidal» («lagoon»).

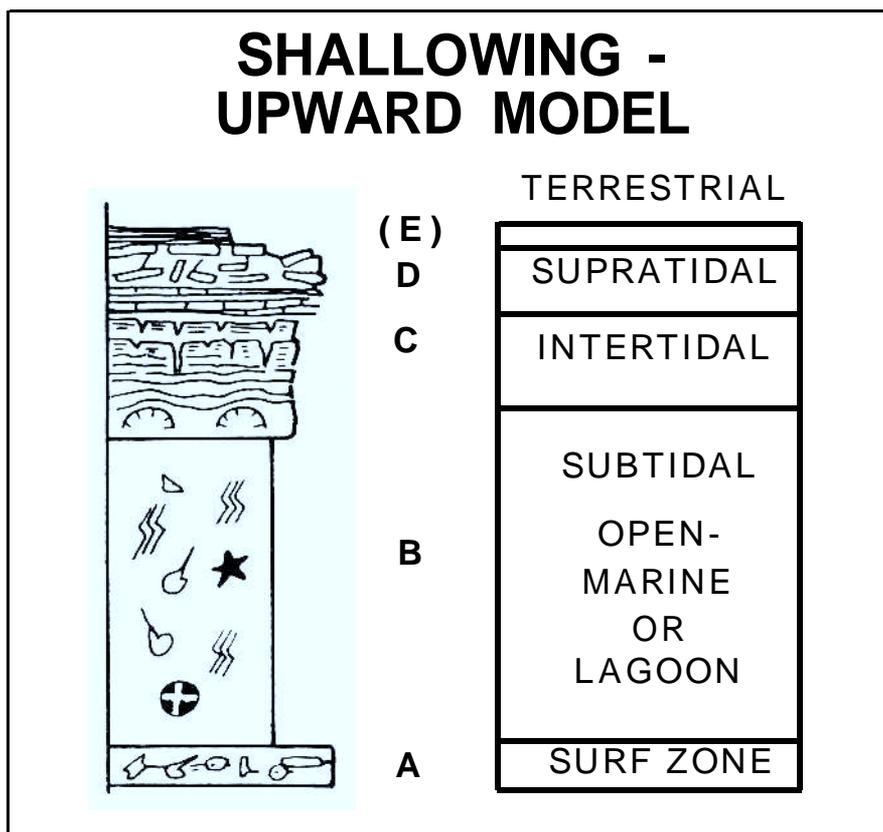


Fig. 32. Cinco divisiones del modelo de «shallowing-upward» para carbonatos: A) arena o conglomerado calizo. B) caliza fosilífera. C) caliza o dolomita con bandeados estromatolíticos y grietas de desecación. D) dolomita o caliza bien laminada, brecha de cantos aplastados (flat-pebble). E) arcillas compactas o calcreta, generalmente este tramo se encuentra ausente. (JAMES, 1984).

Cierra el ciclo el último tramo, que sería el tramo C. En él se observan estructuras de algas de tipo estromatolítico y es donde aparecen las silicificaciones. Correspondería a un ambiente intermareal.

La exposición subaérea no ha continuado lo suficiente como para formar las estructuras típicas de un ciclo completo de «shallowing upward», por lo que los tramos D del modelo de JAMES (1984) correspondientes a ambientes «Supratidal» representado por calizas o dolomías bien laminadas y «fiat pebble breccia» y el E terrestre, representado por calcretas, no han quedado reflejados en la columna (Fig. 11). Únicamente ha quedado manifestada por la colonización de *Microcodium* (Fig. 26), típica de exposiciones subaéreas (FLUGEL, 1982; ESTEBAN y KLAPPA, 1983).

En esta secuencia de somerización no hemos apreciado restos de materiales evaporíticos como yesos, etc., típicos en ambientes de sabkhas de climas áridos, debido a que las plataformas carbonatadas se desarrollaron posiblemente en un clima húmedo y templado, del mismo tipo del que actualmente hay en la región Indo-malaya (PLAZIAT, 1983), teniendo suficiente pluviosidad como para evitar la formación de yesos, aunque en algún caso se han podido preservar muy escasamente como lo demuestran los pocos moldes de yeso que se han encontrado en materiales de la columna de Loza (Fig. 29).

En la columna de Loza se observa una dolomitización. Afectó únicamente a los materiales Thanetienses del flanco Sur del sinclinal. Dicha dolomitización ha borrado los caracteres primitivos, sólo se distinguen ocasionalmente algunos pelets y fragmentos de conchas. Pero ésta no ha sido total ya que se encuentran intercalados paquetes calizos que mantienen las mismas características que las calizas del Arroyo de Santiama, fundamentalmente «wackestones» con *Microcodium*.

Con estas consideraciones se puede afirmar que el ambiente de depósito ha sido el mismo que el de los materiales del Arroyo de Santiama. Una serie repetitiva de secuencias de somerización hacia arriba (shallowing upward), aunque posiblemente podría haber sido algo más somero como lo demuestra el hecho de que aquí se encuentre la columna parcialmente dolomitizada. Finalmente, las secuencias de somerización se culminan con la llegada de limos y arenas continentales, que dan lugar al denominado «Thane-tiense arenoso (Tha)».

5.3.4. Aspectos diagenéticos

Las silicificaciones son claramente diagenéticas, producidas por la sustitución del material carbonatado por sílice. Esta sustitución se pone de manifiesto ya que la sílice preserva organismos y estructuras preexistentes, tales como la porosidad previa. No afectan en ningún caso al *Microcodium*, lo que apunta a que ésta se produce previamente, cuando los sedimentos todavía no se encuentran en exposición subaérea.

El origen de la sílice probablemente es biogénico, aunque no podemos afirmarlo con total seguridad, ya que no quedan restos claros de organismos silíceos (espículas de esponjas, etc.), que nos permitan confirmarlo.

Por difracción de Rayos-X, sólo se ha determinado la existencia de cuarzo, pero por el exceso de color, generalmente en tonos marrones-amarillentos y la presencia en ciertos puntos de texturas geliformes, parece que hubo una primera fase silíceo opalina (Fig. 33). Después, se produciría un proceso de envejecimiento, que según indica BUSTILLO (1980), pasaría a formas más ordenadas, para posteriormente llegar a microcuarzo. Al adquirir en esta transformación una estructura más ordenada, las antiguas impurezas son eliminadas dando los colores marrones-amarillentos característicos de una fase opalina anterior.

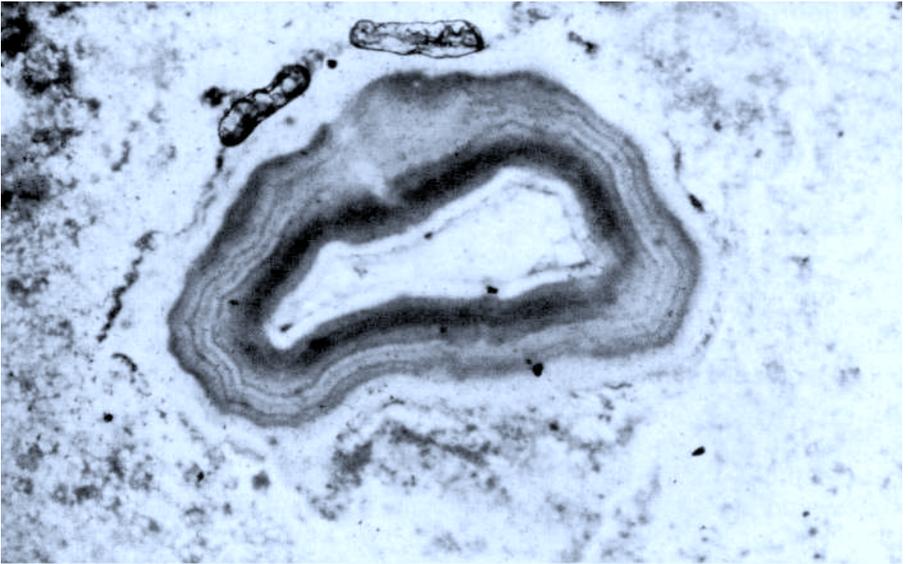


Fig. 33. Resúdos de un antiguo bandeado opalino, donde se observan las bandas concéntricas semejantes a las que presentan las ágatas.

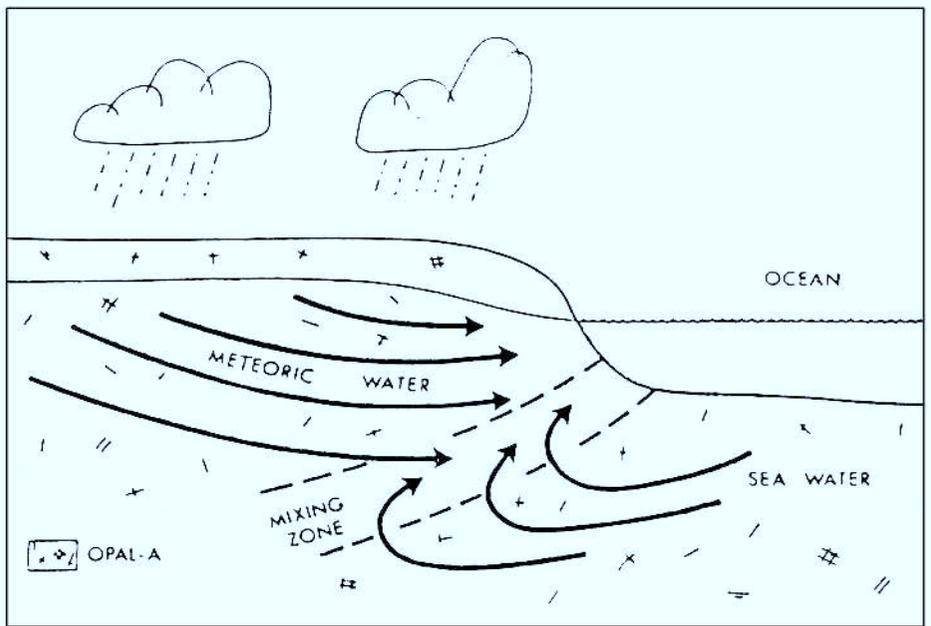


Fig. 34. Situación hidrológica generalizada a lo largo de la costa. Todos los sedimentos son carbonatados conteniendo cantidades significativas de espículas de esponja u otras formas de ópalo A. (Según Knaut, 1979).

Por otra parte al presentarse las silicificaciones en un ambiente tan somero, con pequeñas idas y venidas de la línea de costa, las influencias recibidas por el agua meteórica tienen que ser importantes, encontrándonos con seguridad en una zona mezcla de aguas continentales y marinas. En el modelo de KNAUT (1979) la silicificación tiene lugar bajo estas condiciones (Fig. 34).

Este mismo autor construye las curvas de solubilidad de la sílice y de la calcita para aguas mixtas marinas-meteóricas y demuestra como existe una zona, con una participación de agua marina situada entre el 40 y 75%) donde las aguas están simultáneamente subsaturadas respecto a la calcita y sobresaturada respecto a la sílice cristalina (ópalo C-T y cuarzo), por lo que es termodinámicamente posible que este ópalo A y/o calcita puedan ser sustituidos por sílice cristalina (ópalo C-T o cuarzo), (Fig. 35).

En el flanco sur del sinclinal de Loza estos procesos diagenéticos se encuentran íntimamente ligados con la dolomitización, con lo cual la morfología presentada por las silicificaciones es diferente a la observada en la columna de Santiama. La explicación más lógica para las dolomitizaciones, vendría dada por la relación de estos sedimentos con una zona de mezcla de aguas, por otra parte, causa de dolomitización típica de niveles asociados a regresiones y descensos del nivel del mar (LEEDER, 1982).

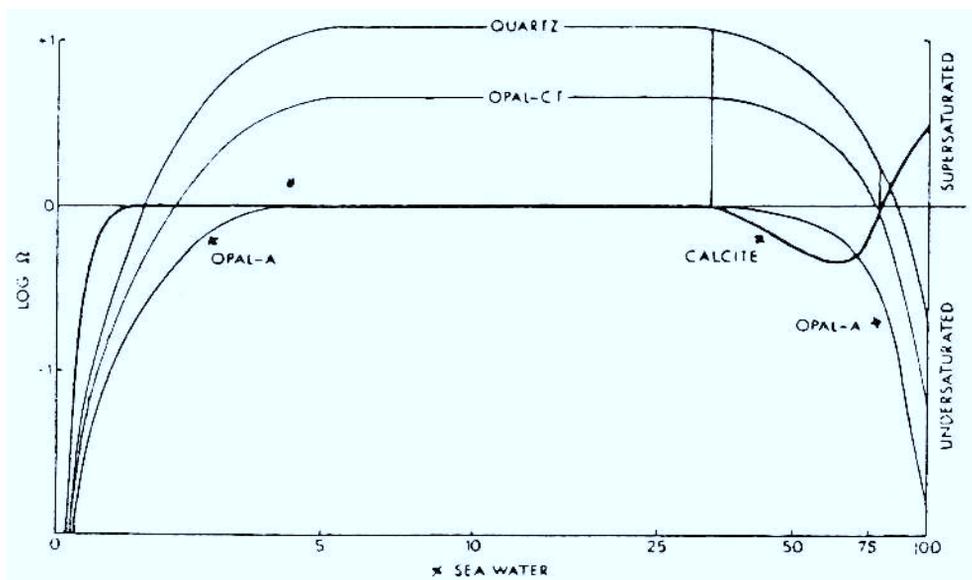


Fig. 35. Relación entre la solubilidad de la calcita y la sílice en la zona de mezcla de aguas meteóricas y marinas en un sistema cerrado respecto al CO_2 . El estado de saturación viene expresado en términos de $\log \Omega$, donde Ω es la razón del producto de actividad iónica de la constante de equilibrio mineral. Una solución está saturada con respecto a las fases minerales cuando $\log \Omega = 0$. Valores positivos del $\log \Omega$ indican sobresaturación y valores negativos indican subsaturación. La zona sombreada define las condiciones en las cuales es termodinámicamente posible que la sílice reemplace al carbonato. (Según Knaut, 1979).

Según el modelo propuesto por BADIOZAMANI (1973), cuando existe un porcentaje de agua de mar comprendido entre el 5 y el 30%) la calcita se encuentra subsaturada con respecto a los fluidos que circulan por el sedimento, mientras que la dolomita se encuentra sobresaturada, lo que produce la disolución de la calcita precipitándose dolomita (Fig. 36).

Un proceso semejante a éste, en el que se ha producido simultáneamente dolomitización y silicificación, ha sido descrito en el Turonense de la Región Manchega por FERNANDEZ CALVO y BUSTILLO (1980). Aparecen sílex nodulares asociados frecuentemente con el frente de dolomitización, encontrándose los sílex indistintamente incluidos en las calizas o en las dolomías.

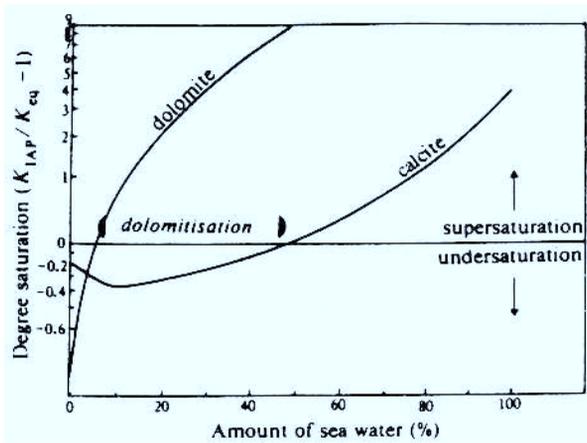


Fig. 36. La mezcla de agua meteórica y marina puede ser causa de dolomitización en una zona (5-30% de agua marina), donde la calcita se encuentra subsaturada frente a la dolomita. (Según BADIOZAMANI, 1973).

En cuanto a la génesis de los sílex fracturados y en ocasiones de aspecto brechoide hay que decir que CAROZZI y GERBER (1978) propusieron un mecanismo de brechas síliceas partiendo de una silicificación contemporánea a la sedimentación. Según estos autores cualquier alteración del medio producida después de haber tenido lugar la silicificación, provocaría una fracturación de los sílex que, estando ya parcialmente endurecidos, se comportarían rígidamente dentro de los sedimentos carbonatados aún no litificados. Esta fracturación se produjo en dos fases, una primera que tuvo que ser muy temprana ya que las fracturas se rellenaron de ópalo, o sea, cuando todavía había sílice libre, puesto de manifiesto por las texturas opalinas observadas como bandeados, etc. actualmente ocupadas por calcedonita y otra posterior, que atraviesa a las primeras, rellenas por dolomita.

6. CRISTALOGRAFIA Y MINERALOGIA

6.1. Antecedentes

Desde finales del siglo anterior y comienzos de éste, autores como MUNIER-CHALMAS (1890), LACROIX (1901) y CAYEUX (1929) advierten que algunas texturas del cuarzo aparecen preferentemente en ciertos tipos de roca. Pero es muy posteriormente cuando MILLOT (1960) destaca la influencia que tiene la roca afectada por una silicificación sobre el tipo de minerales silíceos que se forman.

En el comienzo de los años 70 el problema comienza a abordarse de una forma más específica. HARDER (1970) estudia la incidencia de la composición química del medio en la cristalización del cuarzo, pero los pocos datos que se conocen son contradictorios. No es hasta un año después en que FOLK y PITTMAN (1971) comienzan a hablar de «*ambientes de sustitución*» y elaboran una hipótesis en la cual en razón del pH y la concentración de sílice en las soluciones, se constituirán diferentes texturas silíceas. Así, por ejemplo, para pH que va de ácidos a neutros, en ambientes sulfatados o alcalinos (evaporíticos) se forman cuarcina y lutecita, mientras que en ambientes diferentes se forma calcedonita.

Autores como SIEDLECKA (1972) y SCHREIBER (1974) confirman prontamente esta hipótesis, mientras otros como JACKA (1974), HARFIELD (1975), etc. la rechazan. BUSTILLO (1976) también observa que este esquema general dado por FOLK y PITTMAN (1971) no se cumple en un alto porcentaje de casos en los estudios que realizó en la Cuenca del Tajo.

Otros métodos de análisis más avanzados como la difracción de Rayos-X, comienzan a ser utilizados en esta época por investigadores que se plantean este tema de investigación. Autores como MURATA y NORMAN (1976) establecen un Índice de Cristalinidad para las diferentes variedades del cuarzo basándose en el grado de resolución de la reflexión $d(212)$ aun ángulo 2θ de $67,74^\circ$. Estos autores deducen que el índice de cristalinidad está fuerte-

mente influenciado por el tamaño de cristal y también por la distorsión producida en la red debido a los efectos de tensión, de tal manera que los valores máximos obtenidos en este índice de cristalinidad son de 8 a 10 para el cuarzo bien cristalizado, disminuyendo gradualmente hasta valores de 1-3 e incluso menores de 1 para el cuarzo pobremente cristalizado.

GREGG et al. (1977) presentan un estudio en el que calculan un Índice de Cristalinidad para diferentes muestras de cuarzo. Estas muestras varían desde especies de diatomeas cultivadas en el laboratorio y sometidas posteriormente a condiciones variables de temperatura y tiempo, hasta diatomeas fósiles de Monterrey (California), cuarzo, sílex, xilópalo, pertenecientes a las colecciones de la Bowling Green State University. Establecen unos valores mínimos del Índice de Cristalinidad para el ópalo (0,001) y máximos para el cuarzo (1,1); correspondiendo valores de (0,012-0,11) para las diatomeas.

Ultimamente, BUSTILLO y LA IGLESIA (1979), siguen la metodología de GREGG et al. (1977) para obtener la cristalinidad del sílex contenido en rocas de ambiente continental (dolomías, calizas y yesos de diferentes edades y texturas) con el fin de relacionar la cristalinidad, con la naturaleza de la roca-ambiente de sustitución. Así, cuando la «roca caja» es calcárea los índices de cristalinidad son superiores a 2, e inferiores a 1,5 cuando es yesífera, mientras que en las dolomías los valores son intermedios. Para estos autores, ello es explicable porque en los cuarzos originados en ambientes yesíferos el porcentaje de impurezas puede ser mayor, rebajando inmediatamente la cristalinidad, sin que influya ni la edad ni la textura de los cuarzos.

ELORZA y ARRIORTUA (1985) y ELORZA et al. (1985) han trabajado en la línea iniciada por BUSTILLO y LA IGLESIA (1979) estudiando troncos silicificados y sílex incluidos en turbiditas. Han realizado estudios comparativos entre los Índices de Cristalinidad y los valores del Volumen de la Celda unidad, habiendo llegado a la conclusión de que la cristalinidad disminuye con el aumento del mismo.

6.2. Metodología

6.2.1. Introducción

Hemos seleccionado 42 muestras pertenecientes a las tres columnas ya descritas en el apartado de petrografía, (15 muestras de Loza, 14 de Montoria y 13 de Santiama). Se han estudiado según los métodos de GREGG et al. (1977) y MURATA y NORMAN (1976), también se han obtenido los parámetros y el Volumen de la Celda Unidad, así como el contenido de impurezas de estos materiales.

Como las muestras tienen cierta cantidad de carbonato, se procedió a su eliminación por medio de un ataque con HCl al 10 por cien en caliente, después de haber sido molidas y tamizadas a un tamaño de partícula inferior a 50 μ .

Una vez tratadas químicamente todas las muestras se realizaron diagramas de difracción de Rayos-X generales barriendo el ángulo 2θ comprendido entre 3° y 60° para observar si persistían los carbonatos, óxidos de hierro o cualquier tipo de impureza que pudiera interferir posteriormente en el estudio de las muestras.

6.2.2. Índice de Cristalinidad de Murata y Norman

Según MURATA y NORMAN (1976) se pueden obtener Índices de Cristalinidad, que se denominarán I.C.M., de las muestras de sílex a partir de las medidas de la intensidad del pico Q(212) que aparece a un ángulo 2θ de $67,74^\circ$. Este pico corresponde al de más bajo ángulo de un pico quintuple que aparece en el difractograma del cuarzo en un rango angular de 2θ comprendido entre $66,0^\circ$ y $69,0^\circ$ aproximadamente (Figs. 37,38).

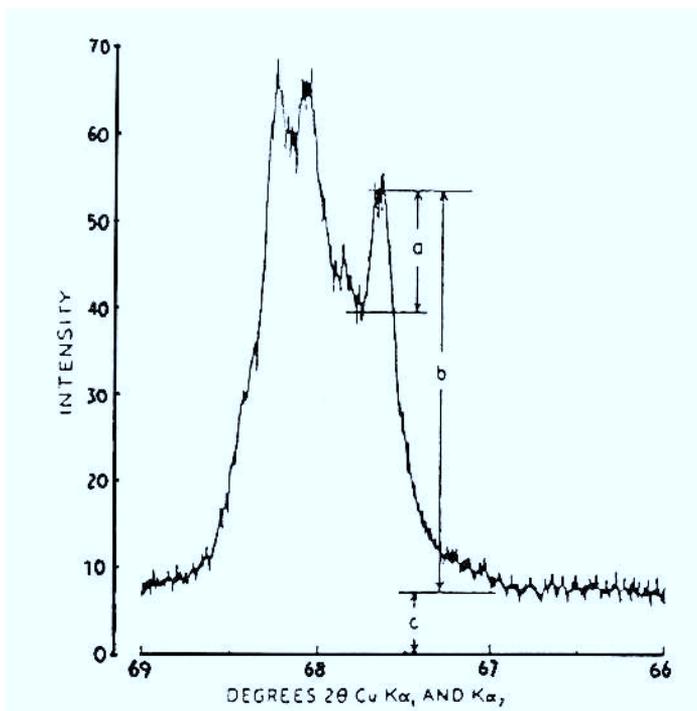


Fig. 37. Pico quintuple Q(212), que aparece en el diagrama de difracción en un rango angular 2θ comprendido entre $66,0^\circ$ y $69,0^\circ$ aproximadamente. Las magnitudes a, b y c son utilizadas para obtener el índice de cristalinidad de la muestra. (MURATA y NORMAN, 1976).

Los (I.C.M.) han sido calculados de acuerdo con la expresión propuesta por Murata y Norman (1976):

$$\text{I.C.M.} = 10 \cdot a \cdot F / b$$

Donde: **a** y **b** son dos medidas realizadas en el pico Q(212), (Fig. 37). **F** es un factor de escala que para el difractor Philips PW 1729 (Universidad del País Vasco) a partir de una muestra patrón de cuarzo MERCK fue de 1,95. El coeficiente a/b queda multiplicado por 10 para evitar valores menores de 1.

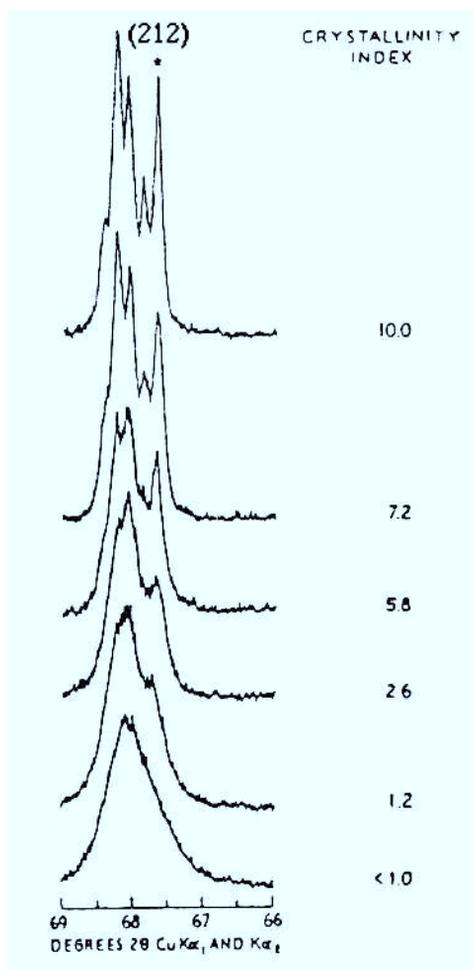


Fig. 38. Diagramas de difracción trazados en el entorno angular 66,0°-69,0° donde aparece el pico quintuple del cuarzo. En los picos superiores la cristalinidad es mayor. El asterisco marca el pico (212) que aparece a un 2θ de 64,74° y con cuyas medidas se obtiene el Índice de Cristalinidad expresado a la derecha de la figura. Según MURATA y NORMAN (1976).

En los diagramas de difracción de R-X realizados para obtener este Índice de Cristalinidad, el grado de resolución del pico del cuarzo (212) puede variar desde un valor máximo, de índice 10, que vendrá dado por la muestra patrón y un valor mínimo en el que este pico se presenta indiferenciado, en cuyo caso MURATA y NORMAN (1976), asignan un valor de I.C.M. < 1. Una evolución de las diferentes resoluciones que puede presentar este pico con los valores del índice de cristalinidad que le corresponden se representa en la (Fig. 38).

6.2.3. Índice de Cristalinidad de Gregg et al.

Para calcular los Índices de Cristalinidad siguiendo el método de GREGG et al. (1977), que a partir de este momento se va a denominar I.C.G., se mezclaron las muestras de sílex con fluorita en una relación de 3:1 y se homogeneizaron en un vibrador de bolas RETSCH durante 15 minutos.

Este autor propuso la siguiente expresión para calcular el índice de cristalinidad:

$$\text{I.C.G.} = \frac{\text{AQ}(101) / \text{AF}(220)}{\text{Peso Q} / \text{Peso F}}$$

Donde: AQ(101): Área correspondiente al pico de cuarzo a 3,34Å.
AF(220): Área correspondiente al pico de fluorita 1,93Å.

Se ha utilizado el difractómetro de Rayos X- Siemens modelo D500 (Universidad de Valencia) y las condiciones experimentales fueron: Diafragmas de apertura 1°; Diafragma del contador 0,15°; Intervalos angulares considerados 25,55°-27,00°; 46,05°-47,50° (2 θ); Rango del desplazamiento paso a paso del contador 0,05° (2 θ). Del barrido de los picos de difracción se obtienen los datos con los que posteriormente se han perfilado los picos Q(101) y F(220) con la ayuda del programa «JAZZ PROGRAM» perteneciente al «software» del ordenador Apple «MACINTOSH». A continuación se ha realizado la medición del área de los picos por 3 métodos, para observar el posible error de cada uno de estos métodos, los cuales fueron:

- Cálculo del área como resultado del producto de la altura del pico por su anchura a media altura, dividiendo el resultado entre 2. (I.C.G. Ejes).
- Cálculo del área por el método de pesada. (I.C.G. Pesada).
- Cálculo del área por medio del planímetro. (I.C.G. Planímetro).

Los resultados obtenidos en estas mediciones se expondrán más adelante.

6.2.4. Parámetros y Volumen de Celda Unidad

De cada una de las 42 muestras policristalinas, previa introducción de silicio como estándar interno, se realizan diagramas de difracción de R-X. A continuación se corrigen los ángulos de difracción del diagrama con respecto a las posiciones teóricas del patrón interno con el programa GUINIER (CARPENTIER, 1973). Así se corrigen los errores debidos a pequeños de-

sajustes del origen de ángulos y/o los producidos por una deficiente calibración del aparato. Tiene como resultado la adjudicación de nuevos valores angulares para los picos de difracción de las muestras.

A partir de estos nuevos valores con el programa LSUCRE (APPLEMAN y EVANS, 1973), por medio de mínimos cuadrados, se asigna una celda, que es la que mejor encaja con los valores 2θ corregidos en el programa, dando como resultado los parámetros refinados que en este caso son $a=b$, c ; $\alpha = \beta = 90^\circ$, $\sigma = 120^\circ$ y el Volumen de Celda Unidad.

6.2.5. Cálculo de impurezas

El cálculo de las impurezas de los sílex, dado que las densidades para cada especie son similares y puesto que las impurezas entran sólo en la estructura de forma intersticial, se puede obtener a partir de la expresión:

$$d = \frac{M}{N V}$$

Donde: d = densidad.

M = peso molecular del cuarzo (60,08).

N = número de Avogadro.

V = volumen de la celda unidad.

Como las densidades son similares para cada especie, la única variable de la ecuación es el volumen, y al considerar también que las impurezas entran en la estructura de forma intersticial, éstas son las que lo van a hacer variar.

Al ser pequeña la influencia de las impurezas en el volumen se puede afirmar que:

$$\frac{M. q. estándar}{V. q. estándar} = \frac{M. q. muestra}{V. q. muestra} = \text{CONSTANTE}$$

De esta igualdad podemos calcular el peso molecular de la muestra, que será superior al del cuarzo estándar, ya que el volumen de la muestra lo es debido a la influencia de las impurezas y la relación se tiene que mantener constante.

Este incremento en el peso molecular se puede hallar mediante la ecuación:

$$A = M_{q. muestra} - M_{q. estándar}$$

6.3. Resultados

6.3.1. Introducción. Estudio del patrón (cuarzo MERCK)

Los procesos realizados con cada muestra para la obtención de los resultados que se expondrán más adelante, van a ser explicados tomando como muestra de referencia el Cuarzo MERCK.

En primer lugar se ha procedido a la molienda y tamizado a un tamaño de grano $\leq 50 \mu$, obteniendo un polvo policristalino con el que se puede comenzar los diferentes pasos seguidos para la obtención de los parámetros que han conformado el análisis de cada muestra:

6.3.1.a. Cálculo del Índice de Cristalinidad de Murata y Norman (1976):

Se ha realizado el estudio por difracción del ángulo 2θ en el intervalo de $66,5^\circ$ y $70,0^\circ$. En este rango angular aparece el pico de cuarzo (212), que pertenece al pico quintuple representado en la (Fig. 37). Este pico se ha realizado después de haber encontrado las condiciones más idóneas que han permitido poder realizar las medidas «a» y «b» de una forma aceptable. Estas condiciones han sido:

Kw: 40.
 mA: 25.
 R.M. 2×10^3 c.p.s.
 T. C. Automático
 Vel. papel. 30 mm./min.
 SPE. $0,020^\circ (2\theta)$ /min.
 λ CuK $\alpha_1 = 1,54051 \text{ \AA}$

Como la muestra analizada (Q-MERCK) ha sido tomada como patrón, servirá para calcular el factor de escala, para lo cual se le asigna de antemano un valor de I.C.M. = 10. Utilizando la expresión propuesta por este autor tendremos:

$$\text{I.C.M.} = 10 = 10 \text{ a F/b} \quad \text{de donde:}$$

F es el factor de escala cuyo valor es de **1,95**, viene dado por a y b que son dos magnitudes que se miden en el pico Q(212), (Fig. 37).

6.3.1.b. Cálculo del Índice de Cristalinidad de Gregg et al. (1977)

Se han tomado 1,5 gramos de muestra tamizada y se han mezclado con 0,5 gramos de fluorita, homogeneizándolas durante 15 minutos.

Se ha sometido la muestra homogeneizada al estudio por difracción de R-X, en los intervalos comprendidos entre los ángulos 2θ de $25,55^\circ - 27,00^\circ$ y $46,05^\circ - 47,50^\circ$, correspondiendo estos valores a entornos donde aparecen los picos (101) y (220) del cuarzo y la fluorita respectivamente. Los valores obtenidos quedan expresados en la Tabla 1.

Luego se han perfilado los picos disponiendo en abscisas los valores angulares y en ordenadas los valores de las cuentas/segundo. Para poder comparar las áreas de los dos picos es importante que ambos picos tengan en los ejes las mismas unidades (Figs. 39 y 40). Sobre estos picos se ha medido el área por los tres métodos indicados en la metodología. A partir de estos valores se han calculado tres (I.C.G.) tomando como valor válido la media de los mismos y que para el Q-MERCK ha sido:

I.C.G. media: 3,0 (2).

ESTUDIO GEOLOGICO DEL AREA DE PEÑACERRADA (ALAVA)

2 θ (°)	Q(101) (cuentas/segundo)	2 θ (°)	F(220) (cuentas/segundo)
25,55	82	46,05	66
25,60	69	46,10	65
25,65	87	46,15	67
25,70	103	46,20	99
25,75	118	46,25	86
25,80	129	46,30	119
25,85	132	46,35	107
25,90	116	46,40	112
25,95	130	46,45	137
26,00	137	46,50	152
26,05	140	46,55	193
26,10	172	46,60	210
26,15	183	46,65	251
26,20	202	46,70	319
26,25	244	46,75	405
26,30	277	46,80	529
26,35	395	46,85	714
26,40	652	46,90	897
26,45	1.118	46,95	1.154
26,50	1.982	47,00	1.335
26,55	3.424	47,05	1.246
26,60	7.543	47,10	1.114
26,65	15.319	47,15	939
26,70	9.476	47,20	747
26,75	5.053	47,25	555
26,80	955	47,30	378
26,85	539	47,35	339
26,90	372	47,40	244
26,95	255	47,45	209
27,00	203	47,50	149

Tabla 1. Valores obtenidos (cuentas/segundo) para los picos de Cuarzo y la Fluorita.

Q-MERCK Reflexión Q(101)

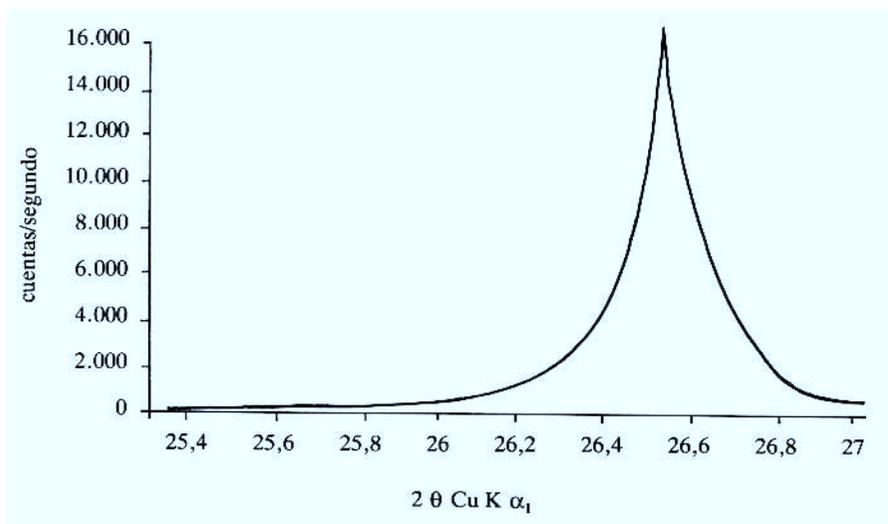


Fig. 39. Pico (101) del Cuarzo MERCK.

Q-MERCK Reflexión F(220)

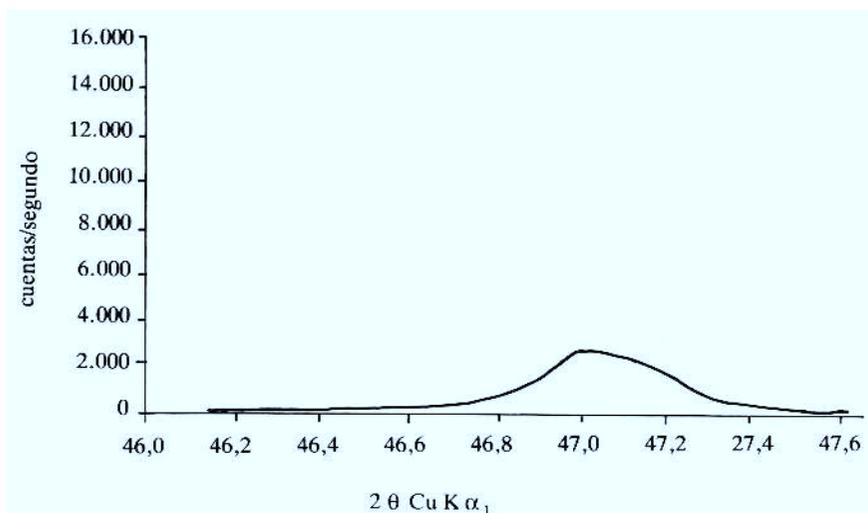


Fig. 40. Pico (220) del Cuarzo MERCK.

6.3.1.c. Cálculo de Parámetros y Volumen de Celda Unidad

Para obtener estos datos hay que comenzar introduciendo silicio como patrón interno en la muestra. Luego se realiza un diagrama de difracción de R-X abarcando los ángulos de 2θ comprendidos entre $19,0^\circ$ y $89,0^\circ$, con las siguientes condiciones de trabajo:

Kw: 40

mA: 25

R.M. 5×10^3 c.p.s.

T.C. Automático.

Vel. papel 10 mm./min.

SPE. $0,042^\circ$ (2θ)/min:

λ Cu K $\alpha_1 = 1,54051\text{Å}$

Los valores angulares de los picos son corregidos con respecto a las posiciones teóricas del patrón interno de silicio por medio del programa GUINIER (CARPENTIER, 1973), (Tabla 2). Estos nuevos valores de 2θ corregidos sirven de datos base para el programa LSUCRE (APPLEMAN y EVANS, 1973) que después de ciclarlos varias veces por medio de mínimos cuadrados, calcula los valores refinados de los Parámetros y Volumen de la Celda Unidad (Tabla 3).

6.3.1.d. Cálculo de impurezas:

Este cálculo no se ha realizado para el Cuarzo MERCK ya que se ha tomado como muestra de referencia o patrón y su pureza es conocida. Se obtiene a partir del Volumen de Celda Unidad aplicando la fórmula:

$$d = \frac{M}{N V}$$

De donde calculando M (peso molecular) y sustituyendo este valor en la fórmula se calcula el porcentaje de impurezas en peso:

$$A = M \cdot q \cdot \text{muestra} - M \cdot q \cdot \text{estándar}.$$

CORRECCION CON SILICIO.**Picos de silicio**

2 θ Teórico (°)	2 θ Muestra (°)	2 θ Corregido (°)
28,443	28,41	28,443
47,304	47,27	47,303
56,124	56,06	56,093
69,132	69,16	69,193
76,378	76,32	76,353
88,033	87,98	88,013

Picos de Q - MERCK:

2 θ Observado (°)	2 θ Corregido (°)	Espaciado (Å)
20,81	20,807	4,2691
26,58	26,606	3,3503
36,55	36,599	2,4552
39,48	39,530	2,2797
40,30	40,350	2,2352
42,43	43,480	2,1280
45,75	45,798	1,9812
50,05	50,093	1,8209
54,81	54,846	1,6738
55,27	55,305	1,6610
57,22	57,252	1,6091
59,91	59,939	1,5432
64,05	64,074	1,4198
67,72	67,741	1,3832
68,10	68,120	1,3765
68,28	68,300	1,3733
73,43	73,450	1,2892
75,67	75,692	1,2565
77,68	77,705	1,2289
79,82	79,849	1,2012
80,08	80,109	1,1979
81,12	81,152	1,1852
81,45	81,483	1,1812
83,80	83,840	1,1539
87,42	87,476	1,1150

Tabla 2. Valores angulares corregidos en el patrón-muestra en estudio.

L-SUCRE. Muestra: Q-MERCK.

H K L	2 θ Calculado(°)	2 θ Observado(°)
1 0 0	20,862	20,807
1 0 1	26,640	26,606
1 1 0	36,552	36,599
1 0 2	39,463	39,530
1 1 1	40,296	40,350
2 0 0	42,459	42,480
2 0 1	45,801	45,798
1 1 2	50,140	50,093
2 0 2	54,876	54,846
1 0 3	55,317	55,305
2 1 0	57,243	57,252
2 1 1	59,969	59,939
1 1 3	64,029	64,074
3 0 0	65,799	65,772
2 1 2	67,749	67,741
2 0 3	68,139	68,120
3 0 1	68,325	68,300
1 0 4	73,451	73,450
3 0 2	75,668	75,692
2 2 0	77,687	77,705
2 1 3	79,883	79,849
2 2 1	80,058	80,109
1 1 4	81,158	81,152
3 1 0	81,506	81,483
3 1 1	83,852	83,840
3 0 3	87,447	87,476

	a(Å)	b(Å)	c(Å)	Volumen (Å³)
Celda Directa:	4,9123(6)	4,9123(6)	5,506(1)	112.98(3)
	ALPHA.	BETA.	GAMMA.	
	90°	90°	120°	

Tabla 3. Valores refinados de los parámetros de celda unidad.

6.3.2. Sílex del Dogger (Jurásico)

6.3.2.a. Columna de Montoria

En las 14 muestras recogidas en las silicificaciones del Dogger (Bajociense), se observa que en general, se mantienen los valores del I.C.G., I.C.M. y Volumen de Celda cercanos entre sí. Estos valores se pueden ver reflejados en la Tabla 4.

TM - Montoria

Muestra	A (Å)	C (Å)	Volumen (Å ³)	I.C.M.	I.C.G.	Imp. % peso
TM-2	4,9142(8)	5,399(1)	112,93(3)	1,39	2,2(2)	0,58
TM-2A	4,9127(7)	5,403(1)	112,94(3)	2,08	2,11(4)	0,59
TM-3	4,914(1)	5,406(2)	113,05(5)	1,16	2,2(3)	0,69
TM-3A	4,9143(6)	5,404(1)	113,02(3)	1,19	2,5(2)	0,66
TM-4B	4,9095(9)	5,403(2)	112,78(4)	2,17	2,2(1)	0,45
TM-5A	4,9136(8)	5,405(2)	113,01(4)	1,22	2,3(2)	0,65
TM-6	4,9137(8)	5,402(1)	112,95(4)	0,50	2,2(2)	0,60
TM-6A	4,9141(8)	5,404(1)	113,01(4)	2,00	2,2(2)	0,65
TM-9	4,914(2)	5,395(3)	112,83(8)	0,50	1,90(9)	0,50
TM-9A	4,9115(9)	5,401(1)	112,83(4)	1,23	2,2(2)	0,50
TM-14	4,914(2)	5,398(2)	112,90(7)	1,02	1,8(1)	0,56
TM-14A	4,913(1)	5,402(2)	112,92(5)	1,31	2,2(1)	0,58
TM-15	4,915(1)	5,404(2)	113,06(6)	2,14	2,4(2)	0,70
TM-15A	4,913(1)	5,404(2)	112,97(5)	1,00	2,0(1)	0,62
MEDIA	4,913(1)	5,402(3)	112,94(9)	1,4(5)	2,2(2)	0,60(7)

Tabla 4. Resultados obtenidos por las muestras de Montoria

Observando el Índice de Cristalinidad de Murata (I.C.M.), se aprecia que es el que más variabilidad tiene, pero se mantienen en valores bajos alrededor de 1,4(5).

Como se ha medido el área de los picos Q(101) y F(220) por 3 métodos, citados en apartados anteriores, se han obtenido 3 valores del Índice de Gregg (I.C.G.) para cada muestra. Se ha tomado como válida la media de las tres. Al observar estos datos se ve que en el I.C.G. en el que el área de los picos ha sido calculada por el método de Ejes, todos los valores se desvían por defecto con respecto al I.C.G. Media, siendo el valor medio de esta desviación —0,15(6). Sin embargo los I.C.G. en los que las áreas han sido calculadas por el método de Pesada se desvían por exceso, con una desviación

media de 0,13 (9), mientras que el I.C.G. en el que las áreas de los picos se han hallado con el Planímetro los valores son muy semejantes a los de la Media dando una pequeña desviación con respecto a ésta de 0,02 (8). El valor medio de este Indice para estas muestras es de 2,2 (2) (Tabla 5).

Muestra	I.C.G. Ejes	I.C.G. Pesada	I.C.G. Planímetro	I.C.G. Media
TM-2	2,05	2,44	2,26	2,2(2)
TM-2A	2,08	2,09	2,15	2,11(4)
TM-3	2,03	2,52	2,17	2,2(3)
TM3A	1,19	2,20	2,59	2,5(2)
TM-4B	2,06	2,22	2,25	2,2(1)
TM-5A	2,19	2,58	2,19	2,3(2)
TM-6	1,97	2,25	2,25	2,2(2)
TM-6A	1,99	2,32	2,18	2,2(2)
TM-9	1,80	1,98	1,92	1,90(9)
TM-9A	2,05	2,32	2,25	2,2(1)
TM-14	1,72	1,85	1,92	1,8(1)
TM-14A	2,08	2,28	2,08	2,2(1)
TM-15	2,22	2,56	2,31	2,4(2)
TM-15A	1,90	2,13	2,05	2,0(1)
MEDIA	2,0(1)	2,3(2)	2,2(2)	2,2(2)

Tabla 5. Valores de I.C.G. calculados por los tres métodos citados para los materiales de Montoria.

Los valores del Volumen de la Celda Unidad son muy semejantes oscilando entre los valores de 112,83(8) Å³ y 113,06(6) Å³ con un valor medio de 112,94(9) Å³. Las impurezas son directamente proporcionales a estos valores de Volumen y también varían poco. Son del orden de 0,60(7) % y vienen expresadas en tantos por ciento de la muestra.

6.3.3. *Sílex del Thanetiense (Paleoceno)*

6.3.3.a. *Columna de Santiama (Peñacerrada)*

Los sílex de esta columna tampoco presentan grandes variaciones de los Indices de Cristalinidad ni de Volumen de Celda y como en el caso anterior las mayores variaciones se recogen en el I.C.M. En este caso, éste presenta valores de cristalinidad altos, que oscilan entre 5,06 y 7,89 teniendo como media 7(1). Una relación completa de estos valores se puede observar en la Tabla 6.

TP - Santiana (Peñacerrada)

Muestra	A (Å)	C (Å)	Volumen (Å ³)	I.C.M.	I.C.G.	Imp. % peso
TP-16B	4,9141(4)	5,4031(8)	113,00(2)	5,62	2,5(2)	0,65
TP-16A	4,9124(5)	5,4043(8)	112,94(2)	5,60	2,4(2)	0,59
TP-16	4,9135(4)	5,4031(8)	112,97(2)	5,43	2,1(1)	0,62
TP-15A	4,9115(3)	5,4041(6)	112,90(2)	7,31	2,5(2)	0,56
TP-15	4,9139(5)	5,408(1)	113,08(3)	7,55	1,9(1)	0,72
TP-9	4,9134(4)	5,4045(7)	112,99(2)	7,89	2,3(3)	0,64
TP-8A	4,9130(4)	5,4052(4)	112,99(2)	7,54	1,89(4)	0,64
TP-8	4,9119(5)	5,4034(9)	112,90(2)	6,38	2,2(1)	0,56
TP-5H	4,9137(4)	5,4045(8)	113,00(2)	7,42	2,6(2)	0,65
TP-5G	4,9140(6)	5,405(1)	113,03(3)	6,75	2,3(1)	0,67
TP-5F	4,9146(5)	5,4048(9)	113,05(2)	7,06	2,3(1)	0,69
TP-5D	4,9131(5)	5,4039(9)	112,97(3)	5,06	2,6(2)	0,62
TP-5B	4,9143(6)	5,405(1)	113,05(3)	7,77	2,1(2)	0,69
MEDIA	4,9133(9)	5,405(1)	112,99(6)	7(1)	2,3(2)	0,64(5)

Tabla 6. Resultados obtenidos para las muestras de Santiana.

Los resultados para el I.C.G. están expresados en la Tabla 7:

Muestra	I.C.G. Ejes	I.C.G. Pesada	I.C.G. Planímetro	I.C.G. Media
TP-16B	2,46	2,73	2,44	2,5(2)
TP-16A	2,24	2,55	2,34	2,4(2)
TP-16	2,01	2,23	2,11	2,1(1)
TP-15A	2,38	2,76	2,49	2,5(2)
TP-15	1,79	1,99	1,77	1,9(1)
TP-9	2,30	2,59	2,06	2,3(3)
TP-8A	1,85	1,92	1,89	1,89(4)
TP-8	2,12	2,33	2,29	2,2(1)
TP-5H	2,40	2,51	2,80	2,6(2)
TP-5G	2,24	2,18	2,39	2,3(1)
TP-5F	2,14	2,38	2,31	2,3(1)
TP-5D	2,50	2,79	2,58	2,6(2)
TP-5B	2,10	2,35	1,86	2,1(2)
MEDIA	2,2(2)	2,4(3)	2,3(3)	2,3(2)

Tabla 7. Valores de I.C.G. calculados por los tres métodos para las muestras de Santiana (Peñacerrada).

Al examinar los I.C.G., se observa que son también algo más elevados que los de la columna de Montoria, teniendo como valor medio 2,3(2). En la Tabla 7 se puede comprobar que el comportamiento de los I.C.G. calculados por los tres métodos es semejante al de la columna anterior desviándose los I.C.G. calculados por el método de Ejes un valor medio de -0,09(6) y los calculados por el método de Pesada un valor 0,1(1), mientras que los valores calculados por el método del Planímetro se mantienen con poca desviación, dando su media el mismo valor que el I.C.G. MEDIA 2,3(2).

Los Volúmenes de Celda Unidad son bastante uniformes con un valor medio de 112,99(6) Å³ y los valores de impurezas, con el mismo comportamiento, tienen un valor medio de 0,64(5) %.

6.3.3.b. Columna de Loza

Por último, las muestras de sílex suministradas por esta columna, presentan la peculiaridad de que la «roca caja» son dolomías y calizas. Entre estos sílex se encuentra un grueso paquete de 0,85 metros de espesor, que a su vez está formado por 5 bancos silicificados, habiéndose recogido una muestra para cada banco con las siglas, TL-14, 15, 16, 17, 18, señaladas en la Tabla 8 entre las líneas de trazo discontinuo, (Fig. 12).

Como en los casos anteriores las máximas variabilidades en cuanto a los parámetros estudiados se encuentran en los I.C.M., destacando las variaciones presentadas por las tres primeras muestras (TL-4, 6 y 9), recogidas en las dolomías de la parte baja de la columna, (Fig. 12). En estas muestras los valores de Cristalinidad, tanto los dados por el I.C.M., como los dados por el I.C.G., se disparan, siendo la media de estas tres muestras de 7(1), para el I.C.M. y de 2,2(2), para el I.C.G.

Para el resto de las muestras recogidas en las dolomías, el valor medio para el I.C.M. es de 1,6(9) y para el I.C.G. es de 1,9(2) y la media del Volumen de Celda Unidad para estos sílex es de 112,9(1) Å³.

Los sílex englobados en las calizas, presentan unos Indices de Cristalinidad algo inferiores a los de las dolomías, con valores medios de 1,1(5) para el I.C.M. y de 1,8(2) para el I.C.G., siendo el valor medio del Volumen de la Celda para estas muestras de 112,92(6) Å³. Los valores de las impurezas, bastante homogéneos en toda la columna presentan un valor medio de 0,6(1)%. Estos valores se pueden observar en la Tabla 8.

TL-Loza

Roca	Caja	Muestra	A (Å)	C (Å)	Volumen (Å ³)	I.C.M.	I.C.G.	Imp. % peso
CALIZA		TL-29	4,9141(7)	5,398(2)	112,88(3)	0,98	2,08(6)	0,54
		TL-28	4,915(1)	5,399(1)	112,96(4)	1,07	1,6(2)	0,61
		TL-27	4,912(2)	5,401(2)	112,84(7)	1,35	1,8(2)	0,51
		TL-26	4,9139(6)	5,403(1)	112,99(3)	0,50	1,71(7)	0,64
		TL-25	2,915(1)	5,400(2)	112,95(4)	1,82	1,8(2)	0,60
		Media	4,914(1)	5,400(2)	112,92(6)	1,1(5)	1,8(2)	0,58(5)
DOLOMIA		TL-23	4,912(1)	5,398(2)	112,76(5)	2,17	1,9(2)	0,43
		TL-18	4,912(2)	5,397(4)	112,75(9)	1,08	2,0(2)	0,43
		TL-17	4,9115(7)	5,404(1)	112,91(4)	2,38	1,9(1)	0,57
		TL-16	4,9130(4)	5,4060(8)	113,01(2)	3,05	2,1(2)	0,65
		TL-15	4,9140(8)	5,400(1)	112,93(3)	1,32	1,72(8)	0,58
		TL-14	4,9093(9)	5,398(1)	112,67(3)	0,50	1,8(1)	0,35
		TL-12	4,916(1)	5,400(2)	113,00(5)	1,08	1,8(1)	0,65
		Media	4,913(2)	5,400(3)	112,9(1)	1,6(9)	1,9(2)	0,5(1)
		TL-9	4,910(1)	5,399(2)	112,70(4)	7,56	2,0(1)	0,38
		TL-6	4,9131(3)	5,4051(7)	112,99(2)	8,10	2,4(2)	0,64
		TL-4	4,9125(5)	5,404(1)	112,95(3)	5,88	2,11(3)	0,60
	Media	4,912(2)	5,403(3)	112,9(2)	7(1)	2,2(2)	0,5(1)	
TOTAL	MEDIA	4,913(2)	5,401(3)	112,9(1)	3(3)	1,9(2)	0,6(1)	

Tabla 8. Resultados obtenidos para las muestras de Loza.

ESTUDIO GEOLOGICO DEL AREA DE PEÑACERRADA (ALAVA)

Los I.C.G. calculados por los tres métodos tienen el mismo comportamiento con respecto al I.C.G. MEDIA que los de las columnas de Loza y Santiana. Sus valores se pueden observar en la Tabla 9.

Muestra	I.C.G. Ejes	I.C.G. Pesada	I.C.G. Planímetro	I.C.G. Media
TL-29	2,01	2,12	2,12	2,98(6)
TL-28	1,56	1,86	1,46	1,6(2)
TL-27	1,61	1,91	1,76	1,8(2)
TL-26	1,67	1,79	1,66	1,71(7)
TL-25	1,61	1,94	1,89	1,8(2)
TL-23	1,78	2,06	1,85	1,9(2)
TL-18	1,79	2,25	2,09	2,0(2)
TL-17	1,78	1,99	1,93	1,9(1)
TL-16	1,93	2,25	2,15	2,1(2)
TL-15	1,67	1,81	1,68	1,72(8)
TL-14	1,67	1,88	1,75	1,8(1)
TL-12	1,64	1,84	1,82	1,8(1)
TL-9	1,95	2,14	1,95	2,0(1)
TL-6	2,19	2,60	2,43	2,4(2)
TL-4	2,07	2,13	2,12	2,11(3)
MEDIA	1,8(2)	2,0(2)	1,9(2)	1,9(2)

Tabla 9. Valores de I.C.G. calculados por los tres métodos para las muestras de Loza.

6.4. Discusión

Al comparar los valores de cristalinidad de los sílex de Montoria, tanto del I.C.G. como del I.C.M. con los Volúmenes de Celda y las impurezas (Figs. 41, 42, 43, 44), se observa que dentro de las pequeñas variaciones de volumen e impurezas que presentan las muestras, los índices no presentan una equivalencia con lo observado por BUSTILLO y LA IGLESIA (1979). Estos autores indican que a mayor Volumen de Celda le tiene que corresponder una cristalinidad menor, ya que el Volúmen aumenta con las impurezas. Sin embargo la variación de los Índices de Cristalinidad obtenidos, se dan aleatoriamente tanto para Volúmenes de Celda altos como bajos, Hay que constatar que los rangos de variación de los Índices y de los Volúmenes son pequeños, por lo que quizás no se pueda apreciar esta interrelación.

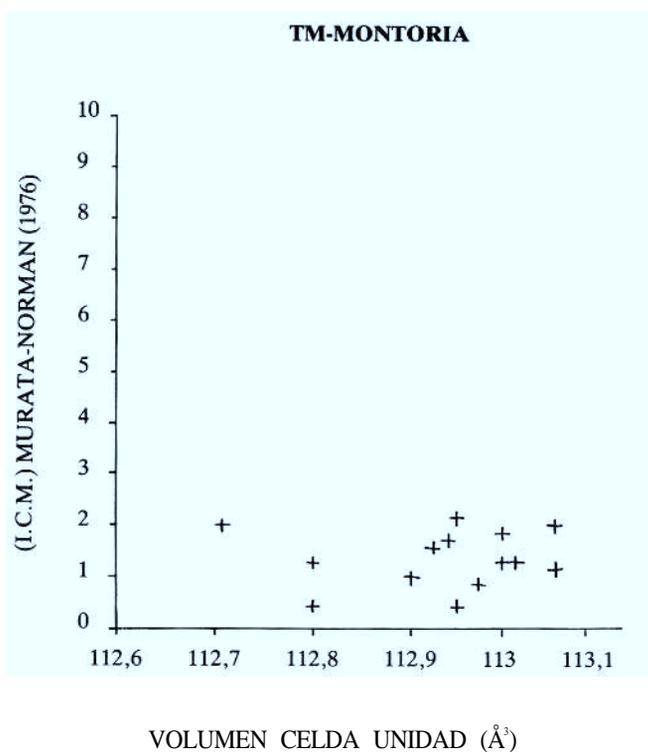


Fig. 41. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Murata y Norman (1976) y el Volumen de Celda Unidad.

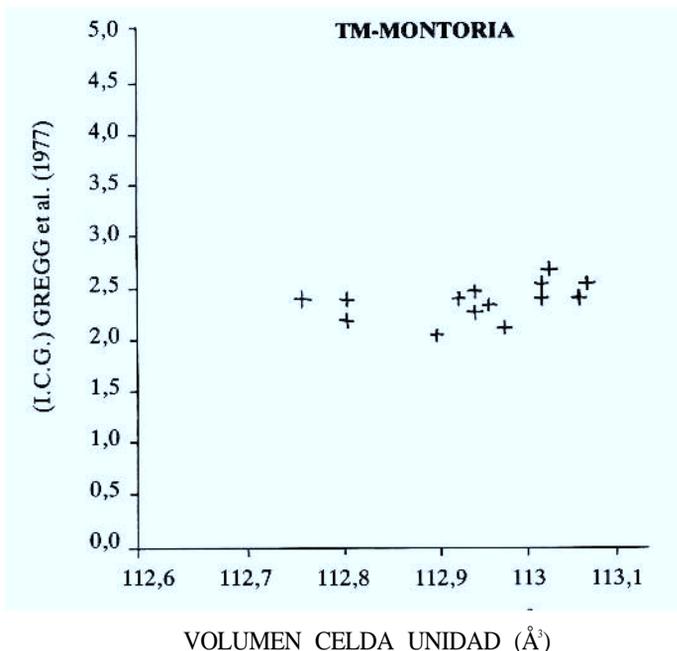


Fig. 42. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Gregg et al. (1977) y el Volumen de Celda Unidad.

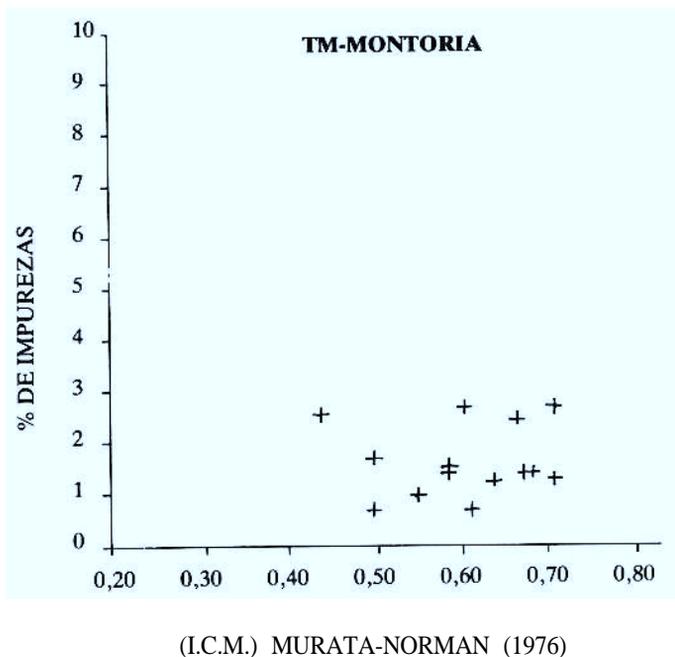
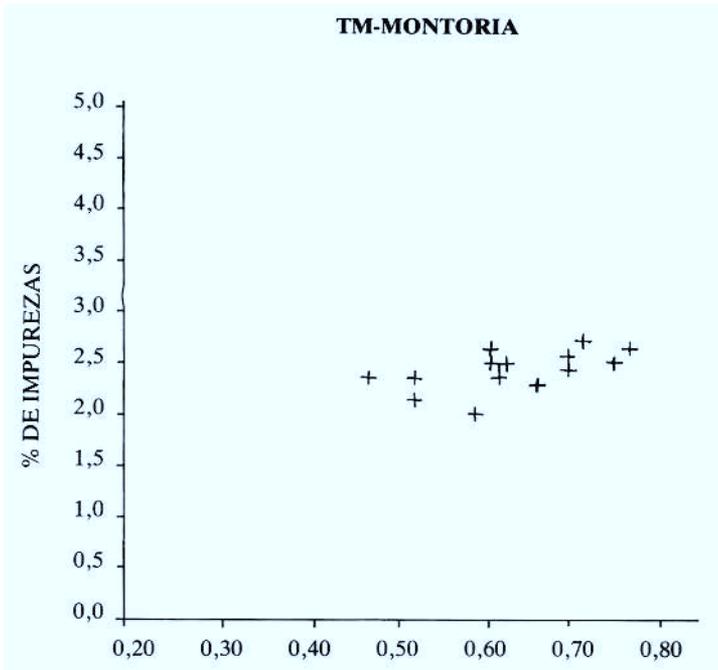


Fig. 43. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Murata y Norman (1976) y el contenido en impurezas.



(I.C.G.) GREGG et al. (1977)

Fig. 44. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Gregg et al. (1977) y el contenido en impurezas.

Los sílex de Santiama, al igual que los de Montoria, no presentan una relación clara entre los Índices de Cristalinidad y el Volumen de Celda. Estas relaciones se pueden observar en las (Figs. 45, 46, 47, 48), donde tanto los valores de Cristalinidad como los de Volumen de Celda se dispersan poco.

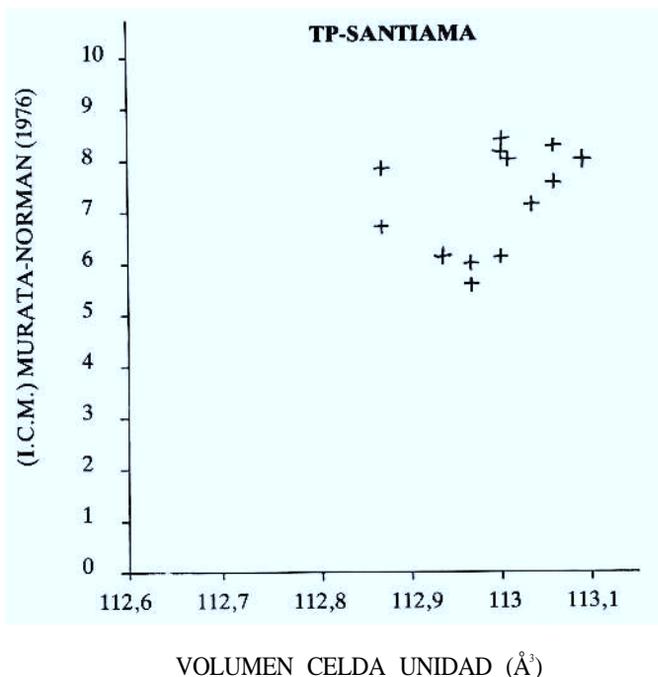


Fig. 45. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Murata y Norman (1976) y el Volumen de la Celda Unidad.

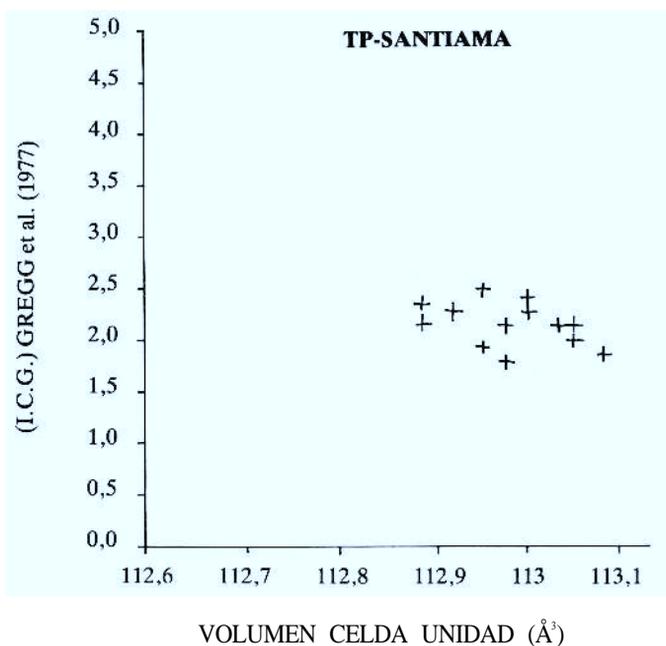


Fig. 46. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Gregg et al. (1977) y el Volumen de Celda Unidad.

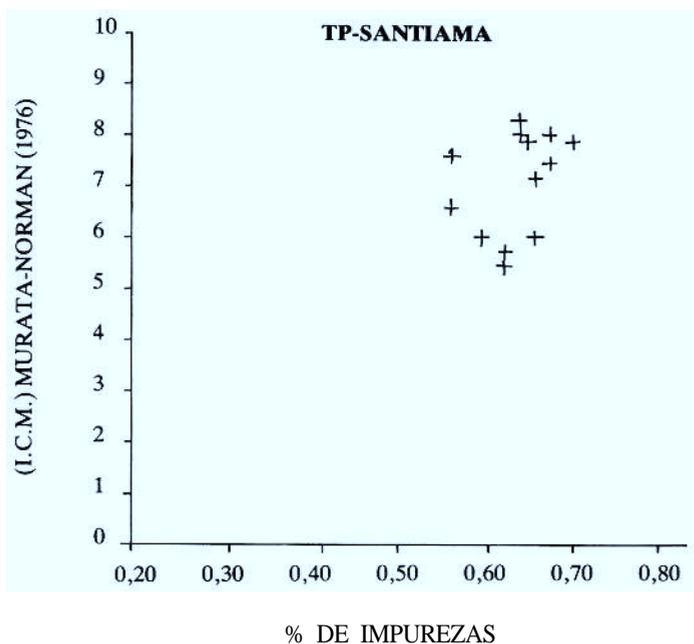


Fig. 47. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Murata y Norman (1976) y el contenido en impurezas.

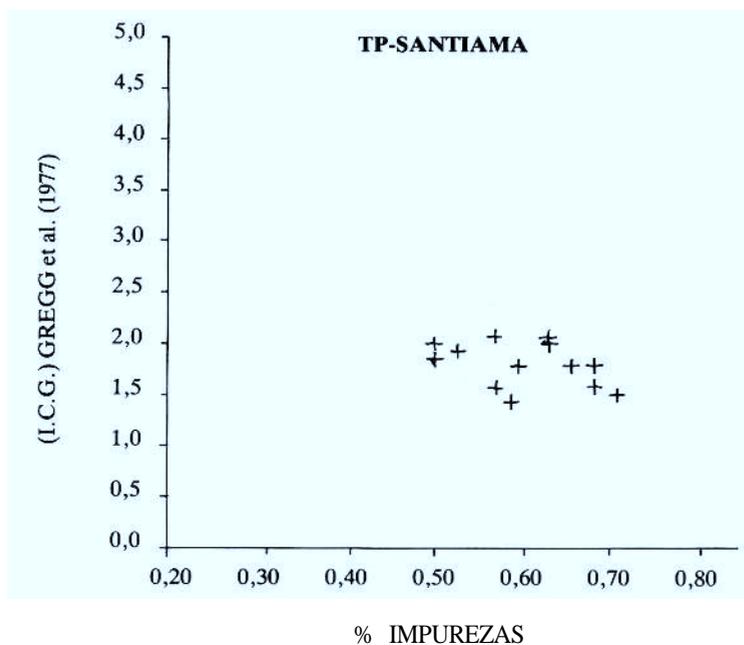


Fig. 48. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Gregg et al. (1977) y el contenido en impurezas.

En el examen de las muestras suministradas por la columna de Loza, tampoco se observa una relación clara entre los Indices de Cristalinidad y los volúmenes de Celda (Figs. 49, 50, 51, 52). Hay que destacar los datos suministrados por las muestras TL-14, 15, 16, 17, 18 pertenecientes al grueso paquete silicificado (Tabla 8), (Fig. 12). Se observa que el Volumen de Celda aumenta en las muestras situadas en el interior del paquete, situándose su máximo en el lecho central (muestra TL-16). Lo mismo ocurre para el I.C.M. y el I.C.G., aunque para este último no se observa esto claramente.

También hay que hacer referencia a las anomalías en cuanto a la alta cristalinidad presentada por las 3 muestras inferiores de esta columna y que al estar englobadas en dolomías, según BUSTILLO y LA IGLESIA (1979) tendrían que tener unos I.C.G. comprendidos entre 1,5 y 2,0. Sin embargo sus valores son I.C.G. > 2, con un I.C.M. que alcanza un valor medio de 7(1). Los valores medios de I.C.G. y I.C.M. de los sílex contenidos en las calizas son menores de 2, por lo que tampoco son superiores a los de los sílex contenidos en las dolomías, probablemente debido a la influencia de la dolomitización sobre estos materiales.

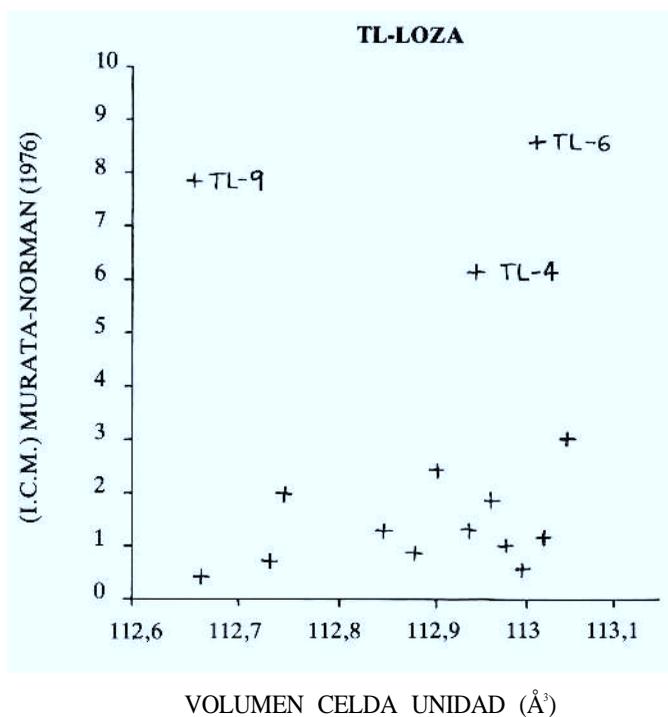


Fig. 49. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Murata y Norman (1976) y el Volumen de Celda Unidad.

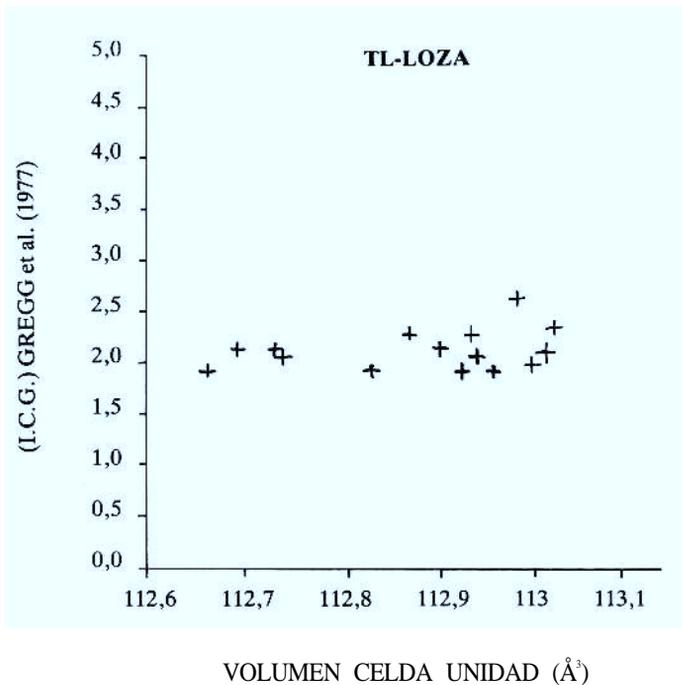


Fig. 50. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Gregg et al. (1977) y el Volumen de Celda Unidad.

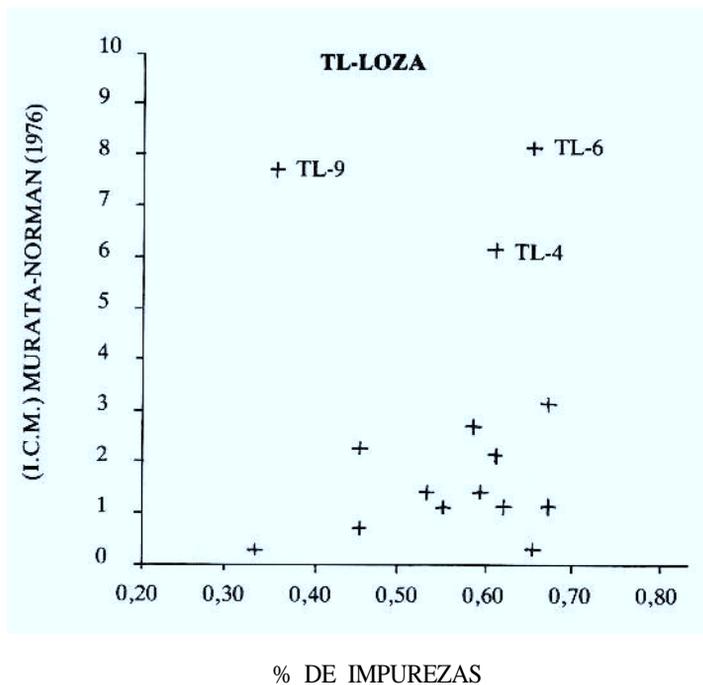


Fig. 51. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Murata y Norman (1976) y el contenido en impurezas.

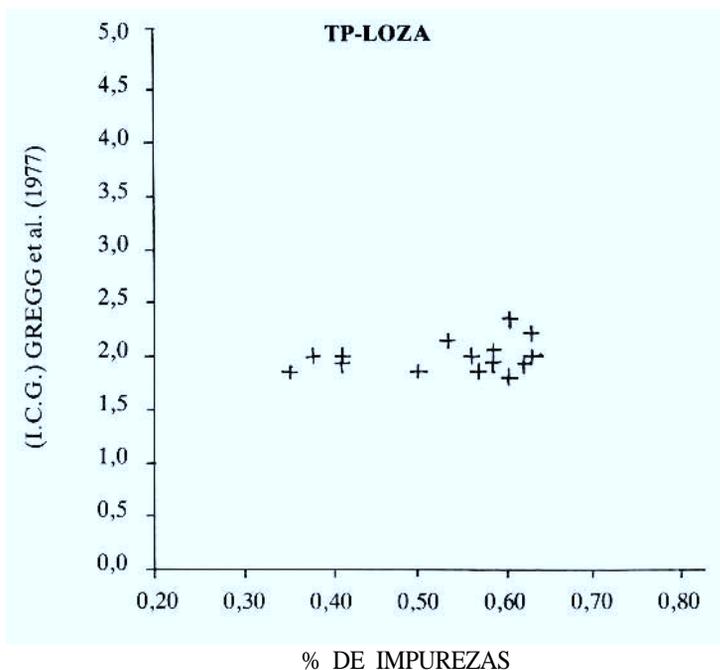


Fig. 52. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Gregg et al. (1977) y el contenido en impurezas.

Si consideramos únicamente estos datos no es posible establecer una relación clara entre la Cristalinidad de los sílex y su Volumen de Celda, en el sentido de que a un aumento del Volumen de Celda le corresponde una caída en los valores de la Cristalinidad tal y como señalan BUSTILLO y LA IGLESIA (1979). Más bien parece que se mantienen los valores de los índices de cristalinidad cercanos entre sí porque tampoco las variaciones de volúmenes son lo suficientemente significativas como para afectarlos fuertemente.

Si comparamos los valores medios de los Índices de Cristalinidad (I.C.G.) y el Volumen de Celda de las muestras de sílex proporcionadas por las columnas de Montoria, Arroyo de Santiama (Peñacerrada) y Loza, con los mismos valores medios de otros sílex de la Cuenca (Tabla 10), se constata que al comparar entre sí las diferentes muestras de sílex, aunque se observa cierta tendencia a cumplir la relación antes citada de a mayor Volumen de Celda más cantidad de impurezas, ésto no es muy patente. Sin embargo, esta relación es clara si se comparan individualmente cada una de estas muestras frente a la de calcedonita (nódulos de Tubilla del Agua, Burgos), que por otra parte es la muestra que mayor Volumen de Celda Unidad posee y por consiguiente mayor cantidad de impurezas (Fig. 53).

Notación	Origen	Vol. Celda(Å ³)	I.C.G.	I.C.M.
a	MICROCUARZO (nódulos de Montoria, Alava)	112,94(9)	2,2(2)	1,4(5)
b	MICROCUARZO (silicificaciones irregulares del Arroyo de Santiama [Peñacerrada], Alava)	112,99(6)	2,3(2)	6(1)
c	MICROCUARZO (silicificaciones lenticulares y nodulares de Loza, Alava)	112,9(1)	1,9(2)	3(3)
d	MICROCUARZO (sílex de carácter turbidítico de Barrika, Vizcaya)	112,9(2)	0,9(5)	4(2)
e	MEGACUARZO (geodas Tubilla del Agua, Burgos)	112,98(6)	1,3(1)	8,5(7)
f	MEGACUARZO (madera fósil Bastoncillos del Tozo, Burgos)	112,99(3)	1,2(1)	8,9(5)
g	CALCEDONITA (nódulos de Tubilla del Agua, Burgos)	113,1(2)	0,8(1)	2,5(6)
h	CUARCINA (nódulos de celestina silicificados del Valle de Losa, Burgos)	112,8(1)	1,01(8)	2,4(6)

Tabla 10. Valores medios de los Indices de Cristalinidad y Volumen de Celda para distintos sílex de la Cuenca.

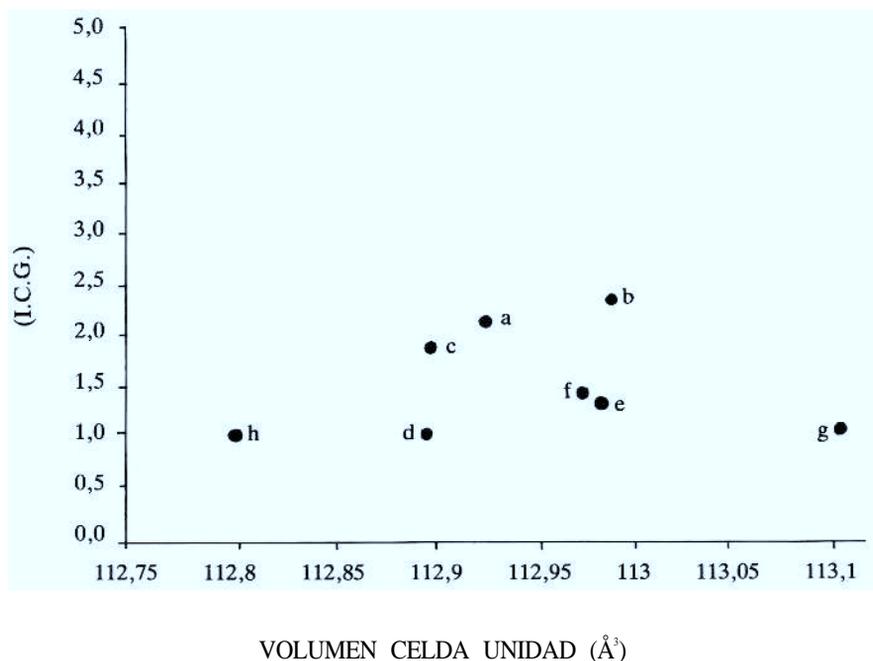


Fig. 53. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Gregg et al. (1977) y los Volúmenes de Celda Unidad de distintos sílex de la Cuenca.

BUSTILLO y LA IGLESIA (1979), también propusieron unos determinados valores de I.C.G. de acuerdo con el ambiente de sustitución en el que se ha producido la silicificación. Así para las silicificaciones realizadas en calizas el I.C.G. calculado por estos autores es superior a 2. En nuestro caso los sílex de Montoria y Santiamia, cuyo ambiente de sustitución es calizo, presentan unos valores de I.C.G. de 2,2(2) y 2,3(2), respectivamente. Por otra parte, cuanto el ambiente de sustitución es dolomítico, estos autores señalan que el valor del I.C.G. de los sílex que aquí se encuentran tiene que ser menor de 2, hecho que se constata, en general, en los sílex de Loza (de ambiente dolomítico), presentando un valor de I.C.G. de 1,9(2).

Al relacionar los I.C.M. con el Volumen de Celda se observa que no todos los sílex cumplen la relación de a mayor Volumen de Celda menor cristalinidad, ya que las muestras de Montoria y Loza que tienen un volumen menor y cabría esperar una cristalinidad alta, presentan unos I.C.M. bajos (Fig. 54). Debido a que los valores (I.C.M.) se disparan aleatoriamente este método no parece aconsejable para muestras con impurezas.

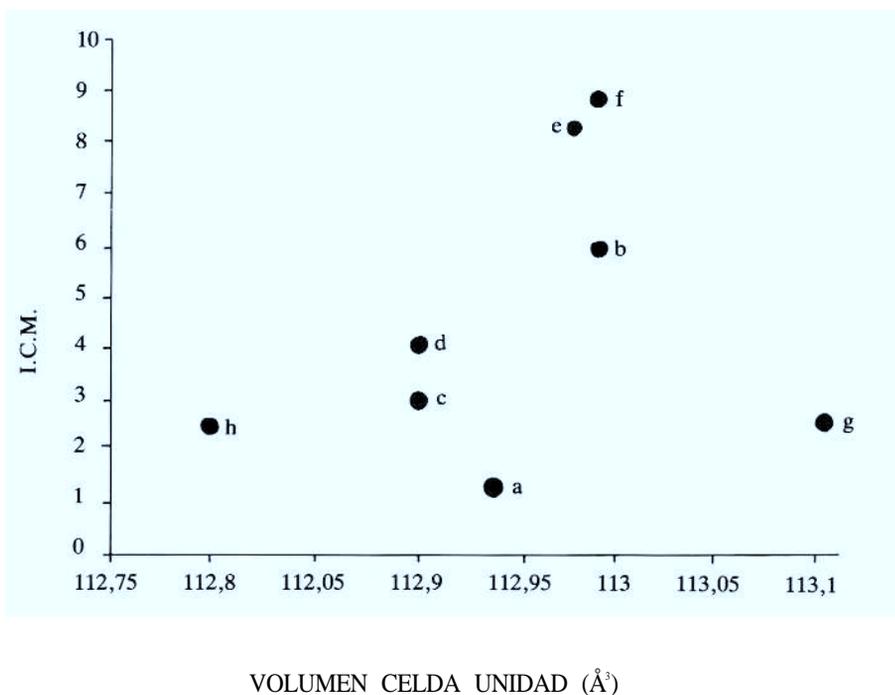


Fig. 54. Relación entre el Índice de Cristalinidad según Murata y Norman (1976) y el Volumen de Celda Unidad de los distintos sílex.

CONCLUSIONES

1.— En la cartografía realizada, se pueden observar numerosas estructuras tectónicas como pliegues, fallas, etc. relacionadas con el cabalgamiento surpirenaico de la Sierra de Cantabria, que confirman la vergencia SW. en este área, atribuida ya anteriormente por otros autores en estudios generales. Destacan el Diapiro de Peñacerrada, la estructura antiforme de Montoria y el pliegue falla de Loza.

2.— A partir del levantamiento de columnas en los materiales que presentan silicificaciones, una en los materiales calizos del Dogger Inferior (Bajociense) y dos en los materiales Thanetienses del Paleoceno, y del estudio petrográfico, se ha establecido los ambientes de depósito de la «Roca Caja» de las silicificaciones. Estos ambientes son:

- Plataforma de mar abierto (nerítica) para las calizas del Dogger (Bajociense).

- «Lagoon» o charca costera con circulación restringida para los materiales Paleocenos (Thanetiense). Es en estos últimos se han reconocido secuencias de somerización hacia arriba «shallowing upward».

3.— La fuente de la sílice es probablemente biogénica tanto para los sílex del Dogger, donde claramente se han encontrado un n.º notable de espículas de esponjas de naturaleza silíceas, como para los del Thanetiense (Paleoceno), donde esta fuente no está tan clara, quizás debido a que las espículas aquí no se ha preservado, aunque sí se han encontrado algunas dispersas.

4.— Parece ser que en todos los casos estos sílex han sufrido un proceso de envejecimiento, habiéndose formado a partir de una fase opalina anterior, ya que apreciamos texturas geliformes y exceso de coloración en las silicificaciones.

5.— Tanto en los materiales del Arroyo de Santiama (Peñacerrada) como en los de Loza, los procesos de silicificación y dolomitización parece que están originados en una zona de mezcla de aguas meteóricas y marinas, cumpliendo, los modelos propuestos por KNAUTH (1979) con respecto a la silicificación y por BADIOZAMANI (1973) con respecto a la dolomitización, la cual también parece haber influido en la redistribución de la sílice.

6.— En base a su mineralogía, textura, cristalinidad, forma de afloramiento y roca en que se encuentran incluidas, se han diferenciado cuatro tipos generales de silicificaciones:

A.— Silicificaciones de cuarzos autigénicos «Jacintos de Compostela», incluidos en los materiales yesíferos del Keuper.

B.— Silicificaciones en nódulos:

a.— Nódulos con reborde carbonatado. Se encuentran en las calizas del Dogger pertenecientes a la columna de Montoria. Están formados por microcuarzo.

b.— Nódulos incluidos en las calizas Thanetienses de la columna de Loza. Están constituidos por microcuarzo pudiendo tener cantidades apreciables de megacuarzo con tamaños comprendidos entre 50 y 100 μ y algunos esferulitos calcedoníticos.

C.— Silicificaciones irregulares pertenecen a las calizas Thanetienses de la columna del Arroyo de Santiama (Peñacerrada), y en menor cantidad en las calizas de la columna de Loza. Parece ser que se deben a reemplazamientos de restos de organismos de tipo esponja o algas, dando morfologías irregulares y porosas. Su composición es a base de microcuarzo. También presenta esferulitos de calcedonita.

D.— Silicificaciones en bancos lenticulares pertenecientes a las dolomías de la columna de Loza:

a.— Bancos de tonos blanquecinos con restos de porosidad. Están incluidos en el tramo inferior de las dolomías. Están formados por microcuarzo en unos casos, pudiendo tener cantidades importantes de megacuarzo en otros.

b.— Bancos de sílex de tonos azulados muy fracturados. Se encuentran en el tramo superior de las dolomías. Están formados por microcuarzo, a veces la calcedonita puede ser un componente importante.

7.— Los sílex estudiados cumplen las indicaciones dadas por BUSTILLO y LA IGLESIA (1979) referentes a la relación entre los Índices de Cristalinidad y el ambiente de sustitución, aunque con reservas, como las observadas en algunas muestras de la columna de Loza. Esto último quizás se debe a la contemporaneidad de los procesos de silicificación y dolomitización presentados en dicha columna, que hace que la sílice se vea influenciada por ambientes calcílicos o dolomíticos según el geoquimismo de cada momento.

8.— El análisis general de los resultados obtenidos permite también afirmar que los índices de cristalinidad determinados por el método de Gregg et al. (1977) disminuyen cuando aumenta el valor del Volumen de la Celda Unidad y el porcentaje de impurezas, tendencia que está de acuerdo con los resultados obtenidos por otros autores. Por el contrario los índices de cristalinidad determinados por el método de Murata y Norman (1976), se disparan aleatoriamente cuando aumenta el Volumen de Celda Unidad y el porcentaje de impurezas. A nuestro juicio este último método no parece aconsejable para muestras con impurezas.

RESUMEN

El estudio geológico de la zona de Peñacerrada (Alava) pone de manifiesto la existencia de diversas silicificaciones en el Dogger (Jurásico) y en el Thanetiense (Paleoceno). Se han levantado columnas estratigráficas en tres localidades: Montoria, Arroyo de Santiamá (Peñacerrada) y Loza, habiéndose realizado una recogida de muestras sistemática tanto de la «roca caja» como de las silicificaciones, para poder establecer las posibles relaciones existentes entre las mismas. La fuente de la sílice probablemente sea biogénica debido a la presencia de espículas de esponjas. El ambiente de depósito de los sedimentos carbonatados del Dogger se debió producir en una plataforma de mar abierto (nerítica), mientras que los del Thanetiense lo hicieron en un «lagoon» de circulación restringida. En este último ambiente los vaivenes de la línea de costa crearon secuencias de somerización hacia arriba «shallowing upward» donde la mezcla de aguas continentales y marinas jugaron un papel importante tanto para la formación de las silicificaciones como para la dolomitización observada en la localidad de Loza. Se han diferenciado cuatro tipos generales de silicificaciones: Cuarzos autigénicos, silicificaciones en nódulos, silicificaciones irregulares y silicificaciones en bancos lenticulares.

El estudio de la Cristalografía-Mineralogía de los sílex de las tres localidades confirma en líneas generales la dependencia existente entre los valores de cristalinidad (I.C.G.) de los sílex y el ambiente de sustitución calizo o dolomítico donde se han originado estos. También se cumple la relación existente entre el volumen de Celda y el I.C.G. en el sentido de que a mayor volumen de Celda le corresponde una disminución de la cristalinidad. Esto se observa siempre que los datos obtenidos se comparen con valores de otros sílex de la Cuenca, ya que la misma naturaleza de los sílex aquí estudiados (microcuarzo) hace que las diferencias en cuanto al volumen de Celda e I.C.G. de los mismos no sean muy significativas.

ABSTRACT

The geological study of the Peñacerrada (Alava) area shows the existence of different types of silicification in the Dogger (Jurassic) Age and in the Thanetian (Paleocene) Age. We have drawn stratigraphic sections in three places: Montoria, Arroyo de Santiama (Peñacerrada) and Loza, with a collection of the host-rock as the silified samples, in order to establish the relations between them. The silica source may be biogenic, because a big number of siliceous sponge spicules included in the nodular chert are appreciated. The Dogger carbonate sediments were deposited in an open platform (neritic) while the Thanetian sediments were in a lagoon environment. The movements of the shoreface generated sequences of «shallowing upward» where the mixing continental and marine waters played an important role for silicification and dolomitization processes observed in Loza. We have differentiated four types of general silicification: Autigenic quartzs, nodular chert, irregular silidifications and lenticular chert bands.

The Crystallographic and Mineralogic study of the cherts show the general relation between the Crystallinity index values of the cherts and the limestone or dolomitic replacement. The values obtained for the crystallinity and unit cell volume allows us to confirm the inverse relation existing between them.

BIBLIOGRAFIA

- ADAN DE YARZA, R., 1885. Descripción física y geológica de la provincia de Alava. Mem. Com. Mapa Geol. de España. Madrid, pp. 176.
- ADAMS, A. E.; MACKENZIE, W. S. and GUILFORD, C., 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Ed. Longman, pp. 104.
- AGUILAR, M. J., 1971. Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del albense en la Cuenca Cantábrica. Estudios geológicos, 27, pp. 325-334.
- AIGNER, T. 1985. Storm Depositional Systems. Vol. 3, pp. 174. Ed. Springer-Verlag Pub.
- ARBÉY, F. 1980. Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silifiées. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 4, pp. 309-365.
- ARRIORTUA, M. I.; ELORZA, J. y AMIGO, J. M., 1984. Indices de cristalinidad y volumen de celda unidad de algunos cuarzos diagenéticos presentes en la Cuenca Vasco-Cantábrica. I Congreso Español de Geología. Tomo II, pp. 217-226.
- ASSENS, J., 1971. El Jurásico de la Sierra de Cantabria-Montes Obarenes. Cuadernos de Geología Ibérica, 2, pp. 533-540.
- BADIOZAMANI, K., 1973. The Dorag dolomitization model-Application to the Middle Ordovician of Wisconsin, Journal of Sedimentary Petrology, 43, pp. 965-984.
- BARAHONA, E., 1974. Arcillas de ladrillería de la Provincia de Granada. Evaluación de algunos ensayos de materias primas. Tesis Doctoral. Universidad de Granada (Secretariado de Publicaciones). pp. 398.
- BERNOUILLE, D. y LEMOINE, M., 1980. Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. 26^{ème} Congrès géol. International Paris, Colloque C 5, Mém. B.R.M.G., n.º 5, pp. 168-179.

- BRINKMANN, R. and LOGTERS, H., 1968. Diapirs in Western Pyrenees and foreland, Spain. In: Diapirism and Diapirs. The American Association of Petroleum Geologist, 66, pp. 1-20.
- BUSTILLO, M. A., 1976. Estudio petrológico de las rocas síliceas miocenas de la Cuenca del Tajo. Estudios Geológicos, 32, pp. 451-497.
- BUSTILLO, M. A., 1980. Diagénesis del sílex. Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, 34, pp. 237-248. Diputación Prov. Universidad de Barcelona.
- BUSTILLO, M. A., 1983. Minerales de la sílice en ambientes sedimentarios: Estudio y aplicaciones. Industria Minera, v. 230, XXV, pp. 23-27.
- BUSTILLO, M. A., y LA IGLESIA, A., 1979. Sílex: Relación entre Índices de Cristalinidad y ambientes de sustitución. Boletín Geológico y Minero, v. 90-VI, pp. 86-93.
- CARPENTIER, C. D., 1973. Guinier, ein Rechenprogram zur Korrektur von Röntgenpulveraufnahmen unit., innerem Standard. Kristallogr. Inst., Univ. of Freiburg.
- CAROZZI, A. V. y GERBER, M.S., 1978. Synsedimentary Chert Breccia: A Mississippian Tempestite, Journal of Sedimentary Petrology, 48, pp. 705-708.
- CATON, B. y URIBE-ETXEBARRIA, P., 1980. Mapa de vegetación de Alava. Excma. Diputación Foral de Alava, pp. 69.
- CORRALES, I., ROSSEL, J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; VERA, J. A. y VILLAS, L., 1977. Estratigrafía. Ed. Rueda, pp. 718.
- CAYEUX, I., 1929. Les roches sédimentaires de France. Roches silicieuses. «Imprimerie Nationale», Paris, pp. 696.
- CIRY, R., 1951. L'Evolution paleogeographique de l'Espagne septentrionale au crétacé inférieur. Instituto Geológico Minero de España, Libro Jubilar, 2, pp. 17-51.
- CHOUKROUNE, P.; SEGURET, M. y GALDEANO, A., 1973. Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées: un modele de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques, B.S.G.F., (7) XV, n.º 5-6.
- DAHM, H., 1966. Stratigraphie und palaeogeographie in Kantabrischen Jura (Spanien). Tesis Univ. Bonn. Beih. Geol. JB., 44, pp. 13-54. Hannover.
- ELORZA, J.J.; ARRIORTUA, M. I. y AMIGO, J.M., 1985. Índices de Cristalinidad en los sílex de carácter turbidítico de Barrika (NE. de Bilbao). Boletín Geológico y Minero, 96, pp. 74-81.
- ELORZA, J. J. y ARRIORTUA, M. I., 1985. Silicificaciones de fragmentos de coníferas en las arenas de la «Formación Utrillas» (Norte de Burgos). Boletín Sociedad Española de Mineralogía, 8, pp. 73-82.

- ELORZA, J. y ORUE-ETXEBARRIA, X., 1985. An example of silification in *Griphaea* sp. shells from Laño (South of Vitoria, Spain). Memoria del 6th European regional meeting of sedimentology I.A.S. Lleida'85, pp. 556-559.
- ESTEBAN, M., 1974. Caliche textures and Microcodium, Soc. Geol. Italiana Bull. (supp.), 92, pp. 105-125.
- ESTEBAN, M. and KLAPPA, C. F., 1983. Subaerial exposure environments. In: A.A.P.G. Memoir 33, pp. 1-54.
- EVANS, H. T.; APPLEMAN, D. E. y HANDWERKER, D. S., 1963. LSUCRE. Least-squares unit all refinement. Ann. Meeting Program 42, Am. Crystallogr. Assoc., Cambridge, Mass.
- FERNANDEZ CALVO, C. y BUSTILLO, M. A., 1980. Procesos de silificación y dolomitización en el Turonense (Provincia de Cuenca). Revista del Ins. de Investigaciones Geol. Diputación Prov. Universidad de Barcelona, 30, pp. 249-261.
- FLUGEL, E., 1982. Microfacies analysis of limestones. Springer-Verlang Pub., pp. 633.
- FOLK, R. y PITTMAN, S., 1971. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. Journal of Sedimentary Petrology, 41, pp. 1.045-1.058.
- GLUCK, H., 1912. Eine neue gesteinsbildende Siphonée (Codiacee) aus dem marinen Tertiär von Süddeutschland Mitt. Badische Geol. Landesanst., 7, pp. 3-24.
- GREGG, J.M.; GOLDSTEIN, S.T. and WALTERS, JR.L.J., 1977. Occurrence of strained quartz in the siliceous frustules of cultured freshwater diatoms, Journal of Sedimentary Petrology, 47, n.º 4, pp. 1.623-1.629.
- GUTIERREZ, G. y ROBLES, F., 1979. Consideraciones sobre la utilización del término «Garumniense» en la Cordillera Ibérica, Cuadernos de Geología Ibérica, 5, pp. 385-405.
- HATFIELD, C. B., 1975. Discussion: Replacement of fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitisation. By Alonso D. Jacka, Jour. Sed. Petrol., 45, pp. 951-952.
- I.G.M., 1981. Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. Escala 1:1.000.000.
- JACKA, A. D., 1974. Replacement of fossils by length-slow chalcedony and associated dolomitization. Journal of Sedimentary Petrology, 44, pp. 421-427.
- JAMES, N. P., 1984. Shallowing-Upward Sequences in Carbonates, pp. 213-229. In: Facies Models. Geoscience Canada.
- KARREMBERG, H., 1934. Die postvariscische Entwicklung des Kantabroasturischen Gebirges (Nordwest Spanien). Beit. Geol. Westl. Mediterr.,

- Berlín. (Traducción de J. Gómez de Llanera en Publ. extr. Geol. Esp., 3, pp. 103-225 Madrid).
- KLAPPA, C. FG., 1978. Biolithogenesis of Microcodium; elucidation: Sedimentology, 25, pp. 489-522.
- KNAUTH, L. P., 1979. A model for the origin of chert in limestone, Geology, 7, pp. 274-277.
- LAMARE, P., 1936. Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne. Mém. Soc. Geol. France, n. s., mém. 27. París.
- LEEDER, M. R., 1982. Sedimentology. Process and Product. George Allen & Unwin. pp. 344.
- MALLADA, L., 1902. Explicación del Mapa Geológico de España; Sistemas Permiano, Triásico, Liásico y Jurásico. Bol. Com. Geol. España, IV, Madrid.
- MALLADA, L., 1904. Explicación del Mapa Geológico de España; Sistemas Infracretáceo y Cretáceo. Mem. Com. Mapa Geol. de España, V, Madrid.
- MALLADA, L., 1907. Explicación del Mapa Geológico de España; Sistemas Eoceno, Oligoceno y Mioceno. Mem. Com. Mapa Geol. de España, VI, Madrid.
- MANGUIN, J.-P., 1959-60. Le nummlutique Sud-Pyrénéen a l'ouest de l'Aragon. Inst. Est. Pirenaicos, pp. 631.
- MARFIL PEREZ, R. 1970. Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica, Estudios Geológicos, 26, pp. 113-161.
- MARTIN, J. M.; RAMIREZ DEL POZO, J. M. y RIBA, O., 1978. Mapa Geológico de España, Esc. 1:50.000. Hoja n.º 138, La Puebla de Arganzón, I.G.M.E. 1978.
- MARTINEZ TORRES, L. M., 1984. Geología de la Sierra de Cantabria entre Palomares y Toloño, Azterlanak, 4, pp. 68.
- MATAUER, M., 1976. Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Ed. Omega. pp. 519.
- MILLOT, G., 1960. Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux, Bull. Serv. Carte. géol. Als-Lorr., 4, pp. 129-146.
- MUNIER-CHALMAS, 1890. Sur les formations gypseuses du Bassin de Paris. II. Sur les dépôts siliceux qui ont remplacé le gypse. C. R. Atad. Sci. (Paris), 110, pp. 663-666.
- MURATA, K. and NORMAN, M. B., 1976. An Index of Crystallinity for quartz. American Journal of Science, 276, pp. 1.120-1.130.
- PLAZIAT, J.-C., 1970. La limite crétacé-tertiaire en Alava méridionale (Pays basque espagnol): le Rognacien n'y pas l'équivalent continental du Danien. C. R. Somm. Soc. Géol. France, 3, pp. 77-78. Paris.

- PLAZIAT, J.-C., 1973. Principales etapas de la Paleogeographie dans la Domaine Peri-Pyrénéen, au cours de l'Eocene Inferieur et Moyen, 1^{ère} Réunion Annuelle des Sciences de la Terre.
- PLAZIAT, J.-C., 1974. Lacunes de sédimentation et lacunes stratigraphiques, à propos de Garumnien (Facies continentaux de la limite Crétacé-Tertiaire dans le domaine Peri-Pyrénéen), 2^{ème} Réunion Annuelle des Sciences de la Terre.
- PLAZIAT, J.-C., 1981. Late Cretaceous to late Eocene palaeogeographic evolution of Southwest Europe, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, 36, pp. 263-320.
- PLAZIAT, J.-C., 1983. Problemes ecologiques et paleogeographiques a l'origine des difficultés de correlations stratigraphiques du début de Tertiaire en Europe Occidentale: Discussions et propositions de correlations du Maastrichtien et de l'Ilerdien, *Newsl. Stratigr.*, 13 (1), pp. 1-20.
- PLAZIAT, J.-C. et MANGIN, J.-PH., 1969. Données nouvelles sur l'Eocène Inférieur du Bassin de Villarcayo et de ses annexes (Prov. de Burgos, Espagne), *Bull. Soc. Geol. de France*, 7-X1, pp. 367-372.
- PORTERO, J. M. y RAMIREZ DEL POZO, J., 1979. Mapa geológico de España, Esc. 1:50.000. Hoja n.º 170, Haro. I.G.M.E.
- RAMIREZ DEL POZO, J., 1969. Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España, Ediciones C.I.E.P.S.A., S.A. pp. 1-68.
- RAMIREZ DEL POZO, J., 1971. Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica). *Mem. del Inst. Geol. Min. de España*, 78 (en 3 vol.). Madrid.
- RAMIREZ DEL POZO, J., 1973. Síntesis geológica de la provincia de Alava, Institución Sancho el Sabio, Vitoria. pp. 66.
- RAT, P., 1959. Les Pays Crétacés Vasco-Cantabriques. *Publ. Univ. Dijon*, 28, pp. 525.
- RAT, P., 1983. Les régions Basto-Cantabriques et Nord-Ibériques. In: *Vue sur le Crétacé Basto-Cantabrique et Nord-Ibérique. Memoires géologiques de l'université de Dijon*, 9, pp. 1-18.
- RIBA, O., 1956. La cuenca Terciaria de Miranda-Treviño. Ciepsa (Inédito).
- RIBA, O., 1961. Sobre el Terciario de Treviño. Ciepsa (Inédito).
- RIOS, J. M.; ALMELA, A., y GARRIDO, J., 1945. Contribución al conocimiento de la geología cantábrica (un estudio de parte de las provincias de Burgos, Alava y Vizcaya). *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, 58, pp. 45-228.
- SCHREIBER, B. C., 1974. Vanished evaporites: revisited, *Sedimentology*, 21, pp. 329-331.

- SIEDLECKA, A., 1972. Length-slow chalcedony and sulphates; evidence of evaporitic environments in the Upper Carboniferous and Permian beds of Bear Islands, Svalbard Journal of Sedimentary Petrology, 42, pp. 812-816.
- SOLER Y JOSE, R., 1972a. Las series Jurásicas y el «Purbeckiense» Neocomiense de Guernica, Boletín Geológico y Minero, 83-111, pp. 221-230.
- SOLER Y JOSE, R., 1972b. El Jurásico y el Cretácico Inferior de Leiza y Tolosa. (Cuenca Cantábrica Oriental), Boletín Geológico y Minero, 83-111, pp. 582-594.
- TUCKER, M. E., 1981. Sedimentary petrology an introduction. Blackwell scientific publications, pp. 252.
- UPCHURCH, S. B.; STROM, R. N. y NUCKELS, M. G., 1981. Silification of Miocene rocks from Central Florida. Symposium on the Miocene of the South-Eastern United Stated. Florida.
- WILSON, J.L., 1975. Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag Pub. pp. 439.
- WIEDMANN, J., 1979. Guide II partie: Itinéraire géologique à travers le Crétacé moyen des chaînes Vascogotiques et Celtibériques. (Espagne du Nord). Cuadernos de Geologia Ibérica, 5, pp. 127-214.