

material suprayacente, silíceo o no, generalmente se ha interpretado a las mismas como productos de los fenómenos de encogimiento y contracción, según destacaba Taliaferro (1934) y más recientemente Gross (1971) al respecto del chert en formaciones de hierro y Bustillo y Martín (1984) en rocas opalinas. Estas grietas aparecen alterando las estructuras primarias y nunca presentan un relleno de material suprayacente. Su sección en forma de cuña es puesta en relación con fenómenos de desecación por deshidratación, aunque pueden ser a la vez el reflejo de campos tensionales (Gross, 1971; Bustillo y Martín, 1984). Estas grietas muestran diversos patrones espaciales o aparecen como varias aperturas bien definidas que son usualmente cementadas por diversas fases minerales silíceas. Estas grietas cementadas no serían de la misma genética que las descritas por Steinitz (1981), donde parecen funcionar por sus emplazamientos en lechos y nódulos como lugares de concentración y difusión de la sílice.

Algunas fracturas de contracción plantean un patrón radial o ya polígonos definidos similares a las huellas de retracción. Tales grietas parecerían originarse por la contracción de las superficies de los lechos antes de la deposición de la sílice. La explicación de la genética de las grietas antes mencionadas a partir del fenómeno de syneresis no es una cuestión totalmente aceptada (Gross, 1971; Neal, 1978; Bustillo y Martín, 1984).

Los procesos de compactación se dejan sentir sobre los rasgos estructurales anteriores. La compactación puede distorsionar las estructuras Liesegang y expresarse como marcas de carga o inyecciones a la vez que contorsionan la sección de cuña de las grietas antes producidas (Gross, 1971; Bustillo y Martín, 1984). Sólo en raras ocasiones se han observado estilolitos o microestilolitos en las rocas silíceas (Gross, 1971; Nisbet y Price, 1974).

El proceso de metasomatismo corriente en la diagénesis de la mayor parte de las rocas silíceas que nos ocupan, puede sin embargo presentarse inacabada. Retomando las denominaciones de Cayeux (1929), los *silex* inacabados o cretosos, en otros casos con abundantes testimonios calcáreos bien visibles macroscópicamente y a veces ocupando gran parte del centro de un nódulo, han reflejado a veces el aspecto de una estructura "pseudobrechoidal" que no ha de confundirse con las brechas intraformacionales que anotamos posteriormente.

Paralelamente a estos procesos y como ya hemos apuntado en algunos casos, se producen una serie de procesos penecontemporáneos de deformación. Las convulsiones antes anotadas para los bandeados Liesegang pueden llevar a aparecer como verdaderos pliegues intraformacionales (Steinitz, 1981). Estas turbaciones (desplomes y deslizamientos) aparecen sin duda cuando los lechos están aún

en un estado hidroplástico.

Igualmente como fenómenos de deformación se han considerado las brechas o microbrechas intraformacionales (falsas brechas o pseudobrechas) (Cayeux, 1929; Valensi, 1953; Rapson, 1962; Gross, 1971; Steinitz, 1981). Estas brechas parecen ser el resultado de la fragmentación de una capa superficial ya consolidada, con un reducido desplazamiento de los fragmentos resultantes que son rápidamente cementados por caliza o mineral de sílice. Se han aducido diversas causas para la fragmentación, caso de deslizamientos, juego de pequeñas fallas y de sismos, etc.

Por último, hemos de anotar las múltiples fracturas o estructuras cuarteadas que son producto de una metamorfosis considerada anquizonal (Pelikan, 1986), metamorfismo que ha sido aducido más frecuentemente al respecto de la aparición de texturas granulares de cuarzo.

En breve, los rasgos estructurales internos de las rocas silíceas que nos ocupan han sido destacados y explicados en función de determinados contextos genéticos. Entre las estructuras dichas homogéneas y heterogéneas, una serie de rasgos (grietas, relictos de las rocas reemplazadas, cementaciones, brechas, etc.) confieren a las rocas silíceas aspectos macroscópicos de diferenciación. Como un ejemplo



Fig.9\_Varios rasgos estructurales en accidentes silíceos (según Steinitz,1981, fig. 17).

gráfico y sintético, mostramos una figura de Steinitz (1981) referida al tema que tratamos (fig. 9).

## 2.2.B.2. El marco microscópico. El contenido mineralógico y orgánico.

### 1. El contenido mineralógico.

#### a. Los fundamentos químicos.

La composición química de las rocas silíceas proporciona una evidente información básica acerca de la composición mineralógica de las mismas que expondremos a continuación. La composición química queda pendiente en líneas generales de la litología de la roca que ha soportado la silicificación (Cressman, 1962; Oldershaw, 1968). Si bien este es el marco general a partir del cual quedan explicados las diferentes composiciones en cuanto a los elementos mayores, el contenido en elementos-traza puede variar significativamente en marcos muy reducidos (Luedtke, 1979). Además, el contenido químico está siempre relacionado con los procesos de diagénesis desarrollados, teniendo en cuenta que estos pueden incluso eliminar determinados elementos químicos (Mitsui y Taguchi,

1973; Bustillo, 1980). La mayor parte de los análisis químicos de las rocas silíceas pretenden un conocimiento de las condiciones genéticas de las mismas.

Una composición química puede ser obtenida por la clásica vía húmeda o ya por técnicas más depuradas como es el caso de la espectrometría de absorción atómica o la espectrometría de fluorescencia de rayos X entre otras. La detección y cuantificación de elementos-traza se realiza comúnmente por activación neutrónica, espectrometría de emisión, colorimetría, etc. Los análisis de elementos-traza implican generalmente métodos estadísticos que sean capaces de sintetizar los datos de un número determinado de muestras. La resonancia magnética nuclear y reacciones nucleares entre el isótopo  $N^{15}$  e hidrógeno proporciona un conocimiento acerca del contenido en agua. La resonancia magnética del espín electrónico puede detectar impurezas paramagnéticas ( $Mn^{2+}$ ,  $Ti^{2+}$ , etc.). También han sido utilizadas otras técnicas para la detección de isótopos. Una descripción más detallada de estas técnicas puede consultarse en Kempe y Templeman (1983).

Los elementos químicos más representados en las rocas silíceas aparecen en dos grupos con porcentajes generales bien diferentes. En el grupo de los elementos principales, el silicio en forma de dióxido, sílice anhidra ( $SiO_2$ ) o hidratada ( $SiO_2 \cdot nH_2O$ ), aparece como el elemento esencial y

ampliamente predominante. A pesar de tratarse de un óxido, su comportamiento general es propio de silicatos (redes tridimensionales de tetraedros de  $\text{SiO}_4$ ). Aparece en las diversas rocas silíceas ocupando entre el 50 y más del 95% del contenido químico total generalmente entre el 70-95%, el porcentaje de sílice baja de aquel porcentaje menor (p. ej. en la procelanita siderítica, 43.43% de sílice; Cressman, 1962). En líneas generales, la cantidad de sílice presente en una determinada roca silícea depende del estado de silicificación soportado.

Los elementos accesorios permanecen como indicadores de la naturaleza litológica de la roca en procesos de silicificación (Cressman, 1962). Los principales elementos accesorios no sobrepasan aisladamente más allá de un 10-20%. Dependiendo por tanto de la roca sustituida o ambiente de formación, las rocas silíceas presentarían los siguientes elementos accesorios:  $\text{CO}_2$  ( $\Rightarrow$  16%),  $\text{CaO}$  ( $\Rightarrow$  13%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\Rightarrow$  13%), carbono ( $\text{CO}_2$ ), calcio ( $\text{CaO}$ ), aluminio ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) y Fe ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{FeO}$ ), fundamentalmente.

El resto de elementos mayores son ya secundarios en su participación: potasio ( $\text{K}_2\text{O}$ ), magnesio ( $\text{MgO}$ ), nitrógeno ( $\text{N}_2\text{O}$ ), fósforo ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ), titanio ( $\text{TiO}_2$ ), manganeso ( $\text{MnO}$ ), agua, etc. La cantidad de agua presente en una roca silícea está en relación con la forma mineral anhidra

(SiO<sub>2</sub>) o hidratada (SiO<sub>2</sub>. H<sub>2</sub>O) que presenta la roca silícea (Cressman, 1962; Blatt y otros, 1972; Thurston, 1972; Pettijohn, 1975; Andersen, 1982).

La gran variedad de contenido químico que presentan las rocas silíceas queda bien patente en el contenido de elementos-traza. Estos elementos están presentes en cantidades muy pequeñas (menos en su conjunto del 0,01%) que se expresa como partes por millón (ppm). Sus presencias reflejan las fuentes originales de las rocas caja donde se generaron las rocas silíceas, las condiciones del medio de deposición, el mismo contenido de la silicificación e incluso las influencias postdeposicionales (Trauth y otros, 1978); Luedtke, 1979; Andersen, 1982). Las técnicas de espectrometría de absorción atómica o la activación neutrónica entre otras técnicas, ponen en evidencia una larga lista de estos elementos-traza: Sm, Yb, Lu, La, Np/U, Sc, Na, Br, Ce, Th/P, Cr, Hf, Ba, Cs, Fe, Co, Po, Eu, Sb, Zn, etc. Actualmente, la detección y análisis de los elementos-traza se están intensificando ya en función de intereses petrogenéticos o petroarqueológicos.

b. Composición mineralógica. Los minerales y sus texturas.

Las rocas silíceas se componen de un verdadero cemento de minerales silíceos, a veces superior al 90% de la roca, aunque siempre acompañado de un conjunto de otros minerales no silíceos que se entienden en líneas generales como impurezas y se corresponden con los elementos químicos accesorios y secundarios que aparecen junto a la sílice. En función de ello, los minerales de la sílice se presentan como los únicos minerales petrogenéticos de las rocas de nuestro interés.

1. Los minerales esenciales. Un cemento de minerales silíceos.

La aparición de los minerales silíceos y sus diferentes texturas en las rocas silíceas, como las anteriores características estructurales, se deben esencialmente a procesos diagenéticos. La diagénesis de la sílice en las rocas silíceas neogenéticas viene clarificada en función de tres fenómenos: cementación, envejecimiento y recristalización. Como ya hemos anotado en otras ocasiones, la casi totalidad de la mineralogía de estas rocas se debe a la diagénesis, teniendo presente que sólo en raras ocasiones aparece un cuarzo detrítico y que a veces algunos minerales accesorios

son neogenéticos.

El análisis de la composición mineralógica y de sus diversas texturas debe acudir de manera programada a diferentes técnicas según los objetivos que se persigue. Una composición mineralógica general puede ser obtenida por la observación de láminas delgadas al microscopio óptico (luz polarizada). Mientras que por esta técnica se puede detectar cuarzo y ópalo en su concepción más general, el análisis térmico diferencial y los difractogramas de rayos X proporcionan un conocimiento más básico de la mineralogía que puede ayudarse de otras técnicas: uso de difracción de electrones, definición de formas estructurales de sílice mediante la resonancia magnética nuclear, definición de índices de cristalinidad (escala 1-10) mediante difractogramas de polvo, medir la ordenación de la tridimita en el análisis de ópalo C-T, etc. El estudio de las texturas minerales silíceas se realiza asimismo por la observación de láminas delgadas a microscopio óptico. Una mayor información y un acceso ya nanopetrográfico es posible por el uso del microscopio electrónico de barrido que acompañado con un dispositivo de energía dispersiva (microsonda) puede corroborar las identificaciones minerales. Una más detallada descripción de estas técnicas puede consultarse igualmente en Kempe y Templeman (1983).

El mineral de la sílice más abundante es el cuarzo alfa y ha sido el mejor conocido hasta que en la década de los 70 se desarrollaron una serie de estudios centrados en los minerales opalinos (sílice natural hidratada), entre los que se han aislado tres grupos estructurales bien definidos: ópalo A (ópalo biorgánico o sílice semiamorfa), ópalo C-T (ópalo lato) y ópalo C (Jones y Segnit, 1971). Los minerales opalinos junto con el cuarzo, raras veces detrítico, son los minerales esenciales de las rocas silíceas neogenéticas.

Dado que la mineralogía que nos ocupa es debida a todo el proceso diagenético, los minerales y sus correspondientes texturas hay que referirlos a fenómenos propiamente diagenéticos: maduración o envejecimiento, cementación y recristalización:

a. Como hemos anotado, la sílice aparece de varias formas mineralógicas. Todas ellas se ajustarían a un proceso diagenético común, pero no unívoco que lleva de las formas o fases amorfas (ópalo A) a las cristalinas (cuarzo), de manera que tales formas se entienden desde hace tiempo como fases de un proceso de envejecimiento o maduración. De un extremo a otro se pasa de lo desordenado o amorfo a una organización cristalina, según queda especificado en el cuadro que sigue,



c. Un último fenómeno diagenético, la recristalización del cuarzo, plantea una transformación de sus texturas sin que por el momento quede explicado satisfactoriamente si tal fenómeno debe considerarse en el marco del fenómeno de envejecimiento (Bustillo, 1980).

#### a. Los minerales opalinos.

La sílice natural hidratada, comúnmente denominada ópalo, compuesta de diminutos nódulos de ácido silíceo ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), alcanza en líneas generales entre el 3 y el 9% de agua. Los análisis de agua indican una baja densidad (sobre un 2.1) y solubilidad en KOH. En lámina delgada presenta un color marrón amarillento y marcado relieve negativo. Tiene un bajo índice de refracción que varía de 1.38 a 1.46, dependiente del contenido en agua (Talifeno, 1945; Pettijohn, 1975). Se presenta isótropo con luz convergente y con una débil y discontinua birrefringencia dentro de su isotropismo (Bustillo, 1983). En un análisis de muestra de mano se presenta traslúcido y coloreado con brillo mate o vidrioso, dureza relativa entre 5.5 y 6.5 (menor que el cuarzo), peso específico de 2.2, sin exfoliación, con fractura concoide (Cailleux, 1963) y con brillo variado. Cuando el mineral se presenta puro puede presentar diversas caracterizaciones de masa, recibiendo por ello nombres

diversos. Los materiales incoloros, traslúcidos y con un brillo craso resinoso o vítreo reciben el nombre de **hialita**; con colores blanquecinos, amarillentos, azulados y negros, traslúcidos e irisados se les denomina **ópalos nobles** o **iris**. El **ópalo de fuego** es de color rojo sangre y el **ópalo dorado** amarillo, ambos transparentes. El **ópalo jaspeado** es de color rojo marronáceo y opaco, el **hidrófano** es transparente y blanquecino, el **ópalo florido** se presenta bajo esta morfología y el **ópalo girasol** es rojo con opalescencia azulada. El ópalo es un mineral petrogénico para muchas de las rocas que nos ocupan, caso de las **opalitas límnicas** o de rocas frecuentemente marinas (**diatomita**, **porcelanita**). El ópalo puede aparecer también como mineral puro en contextos volcánicos, caso de las **hidroopalitas**.

Como hemos anotado, el ópalo aparece isótopo bajo el microscopio óptico y ha sido este carácter el que lo ha definido esencialmente como amorfo. Sin embargo, los análisis por difracción de rayos X han determinado definitivamente a la década anterior la existencia de formas ordenadas o cristalinas en este conjunto generalmente denominado ópalo. Jones y Segnit (1971) han establecido los grupos estructurales ya anotados anteriormente: ópalo A e interestratificado de ópalo C-T (ópalo lato). Estos grupos tratan en líneas generales de distintas fases de envejecimiento por las cuales del carácter amorfo (ópalo A) se pasa progresivamente a formas

ordenadas y criptocristalinas (ópalo A --> ópalo C-T --> ópalo C).

#### Opalo A

Se trata de una sílice semiamorfa, biogénica y muy hidratada de donde parte su aspecto traslúcido. Los análisis de difracción indican una subida de la línea de fondo entre 6 y 3 Å, con un máximo hacia los 4.1 Å.

Esta sílice es fundamentalmente de origen orgánico, aunque puede originarse también inorgánicamente. Es sintetizado en los caparazones de organismos tales como Diatomeas, Radiolarios y Silicoflagelados así como en ciertas células vegetales (gramíneas, cola de caballo, madera). La génesis inorgánica sucede en perfiles edáficos como consecuencia esencialmente de una alteración laterítica (Bustillo, 1983).

El ópalo A se presenta muy inestable, produciéndose el paso a ópalo C-T por causa del transcurso del tiempo, aumento de temperatura y exposición en superficie entre una serie de causas que se han aducido para explicar el mismo proceso de envejecimiento.

#### Opalo C-T.

Cuando el difractograma presenta picos propios de la cristobalita (entre 4.05 y 4.11 Å) y otra reflexión más débil propia de la tridimita (4.30 Å) estamos ante la fase denominada ópalo C-T (cristobalita-tridimita). En líneas generales, entre el ópalo A y el cuarzo podemos hablar de una fase intermedia constituida por interestratificados de cristobalita y tridimita de baja temperatura, pudiendo variar los interestratificados según la proporción en que entran estos minerales y su ordenación. Esta fase intermedia ha sido denominada bajo los términos de cristobalita poco cristalizada, cristobalita desordenada, de baja temperatura, cristobalita, lussatita, así como referencias a tridimita con las mismas calificaciones (Bustillo, 1980: 238). Conforme al grado de ordenación de la cristobalita, Murata y Nataka (1974) han establecido la terminología de cristobalita desordenada, parcialmente ordenada y ordenada, correspondiendo esta última al ópalo C.

#### Opalo C.

Los difractogramas sólo indican la presencia de cristobalita (4.05 y 4.11 Å). Se trata en este caso de cristobalita bien ordenada, es decir, cristalina.

Las texturas opalinas según se observan en láminas delgadas y a microscopía óptica, fueron sistematizadas por Cayeux (1929, 1931) en gelatinoide, perlítica, globular, esferulítica y masas con diferenciaciones concéntricas alrededor de cuerpos extraños sin llegar a conformar unidades individualizadas. Bustillo (1976) y Bustillo y Soriano (1982) han planteado recientemente tales formaciones y en general se pueden aislar las siguientes texturas opalinas a partir de la observación de láminas delgadas al microscopio óptico o de superficies a través de la microscopía electrónica de barrido:

a. Gelatinoide.- Aunque con luz paralela presenta el aspecto normal de masa homogénea de gran relieve, con nicoleos cruzados no se mantiene completamente isótropa sino que presenta determinadas contexturas de birrefringencia (Bustillo, 1976).

b. Brechoide u ópalos gelatinoides con segregaciones.- Se trataría de ópalos silico-arcillosos en los que pueden diferenciarse zonas silico-arcillosas.

c. Perlítica-globular.- L. Cayeux (1929, 1931) hablaba de textura perlítica cuando la materia aparecía descompuesta en pequeñas perlas soldadas dando al conjunto un aspecto mamelonado. Su textura globular (lepiesferas) presenta "perlas" independientes empastadas frecuentemente por masas

calcedonianas (cuarzo criptocristalino con organización fibrocardial). Bustillo (1976) ha unido los dos términos considerando que ambas son difíciles de separar en la realidad, existiendo normalmente un paso gradual de uno a otro caso. Las "perlas" o glóbulos no tienen estructura, aunque a veces se observan en los glóbulos individualizados envolturas concéntricas de diferente color y birrefringencia. La "pasta" interglobular presenta una gran porosidad. Puede observarse que se trata de sílice masiva acompañada con formas más cristalinas que tratan de lepiesferas de ópalo C-T que como es corriente en las cementaciones puede presentar una "disposición en casa de cartas".

d. Esferulítica.- Cayeux (1929, 1931) definía así unas texturas donde los glóbulos o perlas anteriormente citados tenían una estructura radiada.

e. Con diferenciaciones concéntricas.- Aparecen alrededor de detritos y son observables sólo con nicoles cruzados (Bustillo, 1976: 374-375; Bustillo y Soriano, 1982: 336-337).

f. Fibrosa.- Esta textura opalina es propia de cementaciones. Ya anotamos anteriormente cómo en procesos de cementación puede presentarse hacia el interior ópalo de textura fibrosa seguido al exterior por texturas de cuarzo ya fibrosas o euhedrales. Tales ópalos fibrosos interestratificados de

crystalita y tridimita (ópalo C-T) aparecen revistiendo huecos o bien en el centro de los mismos y pueden tener una elongación positiva o negativa para los que se han propuesto los términos de lussatita y lussatina respectivamente. En los revestimientos, este ópalo fibroso presenta una superficie hojosa mientras que hacia el interior tiene un aspecto masivo. En el centro de los huecos pueden aparecer fundamentalmente dos formaciones texturales. Por un lado son frecuentes las lepiesferas o esferas constituidas por láminas. Presentan diversa morfología en función del grado de su desarrollo: si éste es escaso aparecen abundantes huecos entre las láminas, con un aspecto global de "casa de cartas" (cardhouse stacking) (Flörke y otros, 1976). No obstante, la superficie libre de las esferas puede presentar diversas disposiciones (vermiformes, sacaroides, de coliflor, de panel). En segundo lugar, existe otra forma de crecimiento en huecos que ha sido denominada "estalagmítica", dada la presencia de formaciones columnares. En este caso, las "hojas" de cristobalita plantean una estructura desordenada contrariamente, entre otras cuestiones, a las mismas formaciones de cuarzo (Bustillo, 1976; Bustillo y Soriano, 1982).

g. Por último Bustillo y Soriano (1982) indican la posibilidad de que las "flores de sílice" anotadas por Le Ribault (1977) sean texturas de ópalo. Si bien este último autor las

considera como texturas de cuarzo, los autores antes citados plantean la inexistencia de pruebas contundentes sobre su composición mineralógica. Se trataría en este caso de un tipo de cementación superficial presente en zonas que han sufrido ataques de disolución y consiguiente reprecipitación de la sílice ahora en forma arborescente.

Habría que anotar por último el intento de Bustillo (1976: 377) por relacionar las fábricas opalinas con los tipos de extinción definidos en los plasmas edáficos. Al respecto, Bustillo encuentra como más normales las fábricas de tipo "sepic", con orientación de los constituyentes en zonas preferentes y dando siempre modelos de extinción estriada. Estas diferenciaciones plasmáticas son explicadas en función de las presiones y tensiones producidas por humedecimiento y desecación. Posiblemente, la litificación del ópalo, previamente como masa hidroplástica, puede generar tales estructuras plasmáticas por la expulsión de agua que supone tal litificación.

Los estudios realizados sobre la mineralogía de rocas silíceas de la cuenca de París por Trauth y otros (1978) han reconocido cuatro texturas de ópalo al microscopio electrónico de barrido. Esta nanopetrografía con las consiguientes consideraciones mineralógicas a rayos X se resume en:

- Opalo amorfo bajo la forma de varillas del tamaño de una micra.

- Opalo T en tres formas texturales: plaquetas hexagonales de tallas inferiores a  $0.1\mu$ , hojas del tamaño de varias micras y traviesas o listones del orden de  $1\mu$ .

Para estos autores y en orden a estos resultados, la nomenclatura de las fases opalinas debieran resumirse en dos, ambas consideradas pues como microformas de sílice no cuarcífera: ópalo penecristalino próximo a la tridimita (Millot, 1960) sin especificar C, C-T o A (Jones y Segnit, 1971) y ópalo amorfo como única variedad de sílice amorfa según la difracción de rayos X.

#### b. Cuarzo.

El cuarzo es un mineral cristalino de tamaño y forma de cristal variable. Como expondremos a continuación, se contrastan dos texturas esenciales, las granulares y las fibrosas. Estas últimas con una traza de difracción a rayos X propia del cuarzo, ha sido denominada calcedonia y frente al cuarzo granular presenta algunas diferencias.

Las texturas granulares nos presentan un cuarzo de dureza

7 y peso específico de 2.65, generalmente incoloro, hialinos y similares a los megacuarzos denominados cristal de roca.

Otros cuarzos pueden ser de nuestro interés por cuanto aparecen por actividades hidrotermales, caso del cuarzo lechoso y ahumado. Estas estructuras granulares pueden ser importantes asimismo por su marcada presencia en las rocas silíceas que nos ocupan, ya en muchas cementaciones de huecos (pequeñas vetas y geodas) o ya como textura dominante en las rocas producto de maduración o metamorfismo (radiolarita metamorfizada, ftanita, jaspilina, novaculita, etc.)

El cuarzo granular presenta un signo óptico uniaxial positivo, sistema cristalino romboédrico o hexagonal, elongación positiva, índice de refracción de 1.55 y una inversión a cuarzo a 573°C. El cuarzo fibroso o calcedonia presenta un signo óptico biaxial positivo o negativo, sistema cristalino cuadrático, elongación positiva o negativa, índice de refracción de 1.533-1.540, birrefringencia de 0.009-0.011, ausencia de inversión a 573°C y capacidad de calentamiento distinta a la del cuarzo granular. Las diferencias expresadas entre el cuarzo granular y el fibroso fueron explicadas en un principio por la posible presencia de ópalo en el segundo. Sin embargo, las micrografías electrónicas muestran una realidad diferente.

En la matriz silícea aparecen criptoporos (0,1 ) rellenos con un fluido salino (Smith, 1960). Estos poros conformarían una textura esponjosa, que explican las propiedades típicas y ópticas anormales con respecto al cuarzo granular (Folk y Weaver, 1952).

Como anotamos, el tamaño del cristal puede ser variable: megacristalino ( $> 35 \mu$ ), microcristalino ( $< 35 \mu$ ) y criptocristalino, donde el tamaño del cristal es prácticamente indeterminable. El cuarzo granular puede presentar los tres niveles de tamaño indicado, el cuarzo fibroso o calcedonia siempre es criptocristalino. La cristalinidad del cuarzo es pues muy variable. Si prestamos atención a los índices de cristalinidad obtenidos por difractogramas de polvo, obtendremos valores desde un índice 1, correspondiente a texturas fibrosas, hasta un índice 10, en cuyo caso se nos presentan ya cristales bien visibles. Dada la coexistencia de distintos índices, éstos no pueden utilizarse para el aislamiento de las texturas del cuarzo (Bustillo, 1985).

En cuanto a las texturas del cuarzo, junto a la textura granular o textura agregada propia de rocas metamórficas (hipidiomórfica granular de Blatt y otros, 1972), se han señalado las propias de la calcedonia. Smith (1960) estableció tres texturas calcedonianas:

1. Gránulo-calcedonia, con cristales iguales microcristalinos;

2. Cripto-calcedonia, isotrópica y separable del cuarzo granular por su índice de refracción de 1.533 y
3. Fibrocalcedonia, a modo de fibras dispuestas de manera azarosa paralelas, divergentes, radiada, esferulítica o agregada. En este grupo se incluiría la lutcita (Folk y Pitman, 1972), con fibras de escasa longitud.

Bustillo (1976) ha clasificado las texturas del cuarzo en tres grupos: granular (cristales individualizables al microscopio óptico), criptocristalina / fibrosa o calcedonia (cristales no individualizables por tal método de observación).

a. Granular.

Se ha denominado así a las texturas formadas por cuarzo con las propiedades ópticas normales. Los individuos cristalinos aparecen formando mosaicos que pueden presentarse mega o microcristalinos. Cuando se presenta masivamente se pueden distinguir cuatro tipos:

1. Sacaroidea.- Entramados de cristales irregulares y difusos de tamaño fino con extinción "en aguas" que hacen recordar a las formas fibrosas.
2. Agregada.- Entramado de cristales de contorno más

rectilíneo con tamaño mayor que en el caso anterior y extinción uniforme.

Estas texturas granulares y sobre todo este segundo tipo cuando es el único constituyente de la roca silícea presenta semejanza con las texturas propias de las "cuarcitas", por lo que algunos autores las denominan texturas sedimentario-cuarcíticas (Bustillo, 1976: 373).

3. Granular-radial.- Se las puede considerar un caso particular dentro de las texturas granulares, donde los individuos cristalinos no se presentan en mosaico, sino que se orientan entre sí dando lugar a rosetas. Los cristales de cuarzo son romboédricos y tienen elongación positiva como el cuarzo normal. El número de cristales que entran a formar parte de la roseta es variable, generalmente entre ocho y doce. A primera vista, esta textura puede confundirse con los esferulitos de las formas fibrosas que veremos posteriormente. La ausencia de cruz isógira o bandas de extinción, junto con la individualización de cristales con su propia birrefringencia sirve como criterio de diferenciación. Esta textura granular-radial siempre coexiste con la granular **sensu stricto**.

4. Una textura semejante es la denominada granular-anular, donde los cristales de cuarzo se disponen en anillos alrededor

de un centro isotrópico de naturaleza no determinada, pero que posiblemente sea sílice criptocristalina o amorfa. Los cristales son más irregulares y pequeños que en el caso anterior. Esta textura granular-anular es menos frecuente que la granular-radial (Bustillo, 1976: 373-374).

#### b. Criptocristalinas.

Es un grupo poco determinado, ya que se trata de entramados silíceos cristalinos que por el pequeño tamaño de sus constituyentes no puede ser identificada ningún tipo de las texturas anteriores definidas. Con luz paralela son incoloras y con nicoles cruzados se revelan casi isotrópicas o dan un punteado débilmente birrefringente. Suelen asociarse a masas microcristalinas y fibrosas de cuarzo (Bustillo, 1976: 374).

#### c. Fibrosas.

El carácter común de todas ellas es que están formadas por una asociación de fibras que, a su vez, se construyen de diminutos cristales de cuarzo no visibles al microscopio (criptocristalinos). Se trata ahora de calcedonia, como corrientemente se denomina a estas texturas del cuarzo.

La calcedonia, con una dureza relativa de 7, peso

especifico de 2.59-2.61, brillo mate, traslúcida u opaca y fractura concoidea, se presenta diversa en sus características generales de masa, recibiendo por ello variadas denominaciones: **cornalina** o **carneola**, de color rojo anaranjado o amarillo (presencia de hematites o limonita); **sardónice**, de color marrón; **crisopasa** o **praser**, de color amarillo, verdosa o verde manzana (hiquel); **plasma**, de color verde; **safirina**, de color azul; **diáspora**, como término genérico para denominar a todas estas calcedonias opacas y de coloración uniforme. Existen conocidas variedades de coloración zonada. El término **heliotropo** denomina una variedad verde con manchas rojas (óxidos de hierro); las **águas** presentan un bandeado concéntrico de variado color con presencia de cristales hialinos y amestitinos en el centro; el **ónice** presenta un bandeado blanco y negro regular. La variedad **enidro** contiene grandes cantidades de agua. La calcedonia puede presentarse pura (hidrotermales, caso del **ágata**) o bien aparece como un importante mineral petrogénico de muchas rocas silíceas de origen marino (**radiolaritas**, **sillex**, etc.) o continental (rocas silíceas limnificas cuarcíferas, caso de las **meulières** francesas; rocas silíceas en ambientes volcánicos, caso de algunas **geiseritas**, etc.).

Las fibras que componen las texturas de calcedonia pueden irradiar a partir de un centro en un conjunto de 360°C y tomar el aspecto denominado "esferulítico" o bien crecer alrededor

de una dirección formando sólo pequeños arcos como sucede en el revestimiento de huecos. Las fibras se clasifican en función de su elongación en calcedonita, cuarcina, lutcina y formas mixtas.

1. Calcedonita.- Los diminutos cristales de cuarzo se disponen con el eje perpendicular a la dirección de crecimiento de la fibra. Esto queda traducido, en lámina delgada, por presentar el conjunto de fibras una elongación negativa. Se observa que las masas de fibras adyacentes extinguen a ángulos ligeramente diferentes. La variación de los cristales de una manera regular a lo largo de una fibra da lugar a un tipo de calcedonita denominada helicoidal. En ella, los cristales de cuarzo van girando en hélice, desplazándose hacia la izquierda o derecha alrededor de una fibra como eje, manteniéndose siempre perpendiculares a la dirección de crecimiento de la fibra. Cuando los esferulitos crecen libremente, sin interferir demasiado unos con otros, ni estar limitados a un hueco determinado, se puede ver que su contorno exterior es poligonal, en muchos casos hexagonal, recordándose la sección de un cuarzo normal idiomorfo. Lacroix (1900) definió otra variedad negativa denominada pseudocalcedonita, que se diferenciaría de la calcedonita por tener birrefringencia más débil y constante que la calcedonita, pero esta forma no ha sido descrita en trabajos posteriores (Bustillo, 1976: 372). La calcedonita hay que considerarla como la textura fibrosa

típica que se origina en las sustituciones de ambientes calcáreos y yesíferos. La variedad de calcedonita helicoidal es escasa y suele aparecer en el relleno de huecos (Bustillo, 1976: 376).

2. Cuarquina.- El eje c de los cristales de cuarzo se dispone en la misma dirección de crecimiento que la de la fibra. Así el eje c no tiene ninguna posibilidad de variación, no observando diferencias de birrefringencia entre las fibras o dentro de ellas (Bustillo, 1976: 376).

3. Lutecita.- El eje c de los cristales de cuarzo forma un ángulo de  $29^\circ$  con la dirección de la fibra, dando lugar a formas semejantes a cristales hexagonales bipiramidales. Los dos caracteres que la diferencian de la cuarcina son: a. forma más alargada de las secciones, en teoría pseudo hexagonales; b. existencia de dos sistemas de fibras entrecruzadas, que extinguen siguiendo las zonas de elongación (Bustillo, 1976: 372). En una textura poco frecuente, sólo aparece bien formada en las rocas silíceas de ambiente yesífero (Bustillo, 1976: 376).

4. Formas mixtas.- Son aquellas donde se advierten los dos tipos de elongación, positiva y negativa sin haber señas de ruptura de la estructura del esferulito. Esta textura se caracteriza en nicoles cruzados por poseer bandas de extinción

más o menos paralelas y concéntricas al centro de irradiación en vez de una cruz isógira. El número de bandas es variable, dependiendo quizás del tamaño del esferulito (Bustillo, 1976: 372).

Las cementaciones de cuarzo presentan calcedonia hacia el interior y mosaicos de megacuarzo, raras veces junto con formas fibrorradiales (cuarcina) hacia el centro de los huecos. La textura de cementación más frecuente es indudablemente la calcedonita. Las texturas fibrosas del cuarzo aparecen a veces en el centro de huecos en formaciones columnares (Bustillo, 1976; Bustillo y Soriano, 1982). Como formaciones texturales de cementación propias del cuarzo, Le Ribault ha señalado las denominadas "flores de sílice" cuya naturaleza mineralógica no queda definitivamente aclarada, como anotamos anteriormente (Bustillo y Soriano, 1982). Estas flores han sido descritas por Le Ribault en superficies de granos detríticos atacados químicamente, considerándose como cementaciones muy superficiales que se originan en las grietas que han tenido anteriormente procesos de disolución. El mismo autor citado considera que la flor de sílice trata de una textura cristalina a la que se llega primero por un proceso de disolución ("amorfización") y consiguiente precipitación en "glóbulos silíceos" a través de un proceso de recristalización que consigue flores perfectamente cristalizadas, organización cristalina que "es mostrada por la

resistencia cada vez mayor de las flores a los ataques alcalinos, a medida que se afirma su geometría" (Le Ribault, 1977).

Considerando a la recristalización del cuarzo como una última fase del proceso general de envejecimiento, diversos autores han señalado la posibilidad del paso progresivo de las texturas fibrosas a los mosaicos, donde los mosaicos megacristalinos serían el último reflejo del proceso. Estos mosaicos podrían reflejar los últimos estadios de la diagénesis así como procesos metamórficos, por lo que las rocas silíceas que los presentan son denominadas a veces *metacherts*. Sin embargo, también se ha apuntado la posibilidad de un paso directo de las formas fibrosas a los megacuarzos sin metamorfosis (Bustillo, 1980).

## 2. Los minerales accesorios.

La detección de los minerales accesorios presentes en las rocas silíceas debe combinar análisis químicos y petrográficos. La determinación de los minerales accesorios a partir de la existencia de determinados elementos químicos sólo logra un nivel indicativo o probabilístico de la presencia de los mismos. Dado que la "matriz" mineralógica es silíce, las técnicas usadas para las identificaciones

mineralógicas (rayos X, p. ej.), son insuficientes para acceder a la determinación completa de los minerales accesorios únicamente representados (Blatt y otros, 1972). Según estos análisis químicos, los elementos accesorios podrían tener las siguientes correspondencias mineralógicas (Blatt y otros, 1972):

- C ( $\text{CO}_2$ ): Carbonatos (calcita, dolomita, siderita, ankesita).  
Mg: Carbonato de magnesio (magnesita).  
Fe: Oxidos (hematita), sulfuros (pirita) y varios silicatos férricos (clorita).  
Al y K: Minerales de arcilla: el potasio indicaría la presencia de illita.  
Ti: Rutilo.

La participación de análisis petrográficos indican una serie de grupos y especies minerales para el conjunto de las rocas silíceas. Los carbonatos juegan el papel más importante de los minerales accesorios. Entre ellos, tendríamos las siguientes especies: calcita ( $\text{CaCO}_3$ ), dolomita ( $(\text{Ca}, \text{Mg}) (\text{CO}_3)_2$ ), ankesita ( $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}) \text{CO}_3$ ) y siderita ( $\text{FeCO}_3$ ). Posiblemente en segundo lugar aparezcan el grupo de minerales de la arcilla. Los sulfuros, óxidos y ciertos silicatos férricos forman un grupo de minerales importantes en ciertas especies petrográficas silíceas: pirita ( $\text{FeS}_2$ ), yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) y cloritas, grupo M5 (Fe).

Después de estos tres principales grupos mineralógicos pueden aparecer ocasionalmente en unas rocas y dominantemente en otras, sulfatos como el yeso, silicatos no férricos como la moscovita, glauconita (micas), la augita (piroxenos) y la turmalina (ciclosilicato) y óxidos como el rutilo. Esta lista no agota, sin embargo, todos los minerales accesorios hallados en las rocas silíceas.

Habría que apuntar que tales minerales aunque generalmente son herencia de la roca madre o matriz litológica silicificada, pueden ser asimismo producto de neoformaciones y paragénesis. De esta manera, los procesos diagenéticos pueden permitir la conservación de ciertos minerales y/o la presencia de otros nuevos a la vez que igualmente otros pueden ser eliminados paralelamente a una progresiva cristalización (Bustillo, 1980). En este sentido, se han indicado minerales tales como la sepiolita y la dolomita (Donnelly y Merrill, 1977), silicatos (Calver, 1974), óxidos de hierro (Robertson, 1977), caliza (Walker, 1962), a la vez que otros pueden ser eliminados, caso del Na, K, Al y H<sub>2</sub>O (Mitsui y Taguchi, 1977).

Las texturas que presentan estos minerales accesorios son las propias que presentaban en las rocas caja o bien son producto de paragénesis. La calcita (sistema hexagonal) puede presentarse en "cabeza de clavo" o "diente de perro" (calcita formada en agujas de formas escalonoédricas), cristal maclado,

masivo, estalactítico y granular. La dolomita (sistema hexagonal), presenta cristales romboédricos, corrientes maclas, masivo y granular. La pirita se presenta en cubos y piritoedros con caras estriadas, también masivo y granular. La hematita (sistema trigonal) aparece tabular, con compactación micácea, fibrosa, granular y reniforme. La clorita (sistema monoclinico) es tabular y suele ser granular y escamosa. El yeso (sistema monoclinico) es tabular; de maclado corriente, masivo, granular y fibroso. La moscovita (sistema monoclinico) es tabular y suele presentarse masiva o en escamas. La glauconita (sistema monoclinico) se presenta en gránulos pequeños. La augita (sistema monoclinico) presenta un hábito de cristal prismático corto, frecuentes cristales maclados masivos y laminares. La turmalina (sistema monoclinico) presenta un cristal de sección prismática triangular, masivo y granular. El rutilo (sistema tetragonal) por último, presenta un hábito prismático acicular-estriado, maclado común y también masivo.

## 2. El contenido orgánico.

La importancia de los fósiles en la petrogénesis de las rocas silíceas neogenéticas es un hecho sobradamente conocido ya que en diversas ocasiones la sílice se ha entendido directa o indirectamente procedente de organismos siliciosos. De

hecho, algunas especies petrográficas se han visto como rocas biogenéticas, caso de las radiolaritas, esponjolitas y diatomitas. No obstante, existen otras rocas donde la sílice que pudiera proceder o haberse procesado por organismos siliciosos, aparece reemplazando a organismos con caparazones calcáreos. En uno u otro caso, los fósiles están presentes en un diverso estado de conservación y son raras las especies petrográficas silíceas donde no se indique ninguna manifestación orgánica (silicitas volcánicas). Sin embargo, lo que mayor importancia ha tenido para los paleontólogos hasta el presente ha sido la existencia de microplancton conservado en estado de materia orgánica. Estos organismos y otros residuos orgánicos se depositan en forma enquistada y son atrapados y modificados después de la precipitación de la sílice. Los más importantes estudios paleontológicos se centran en estos estudios fósiles.

**a. Objetivos e historia de las investigaciones de los fósiles en las rocas silíceas.**

El estudio de los fósiles presentes en las rocas silíceas está dominado evidentemente por intereses paleontológicos y geológicos de una manera interdisciplinaria (Lejeune, 1936). Esta mutua colaboración es debida a la naturaleza mineralógica o ya en estado de materia orgánica en que se encuentran los fósiles

fósiles y necesaria ante la síntesis de información que se puede llevar ya a término ya sobre los fósiles en si o en relación a la sedimentología, estratigrafía y petrología. Aparte de estas disciplinas y como ya tendremos ocasión de exponer, la petroarqueología ha intentado desde hace varias décadas beneficiarse de tales estudios, existiendo actualmente diversos aunque no numerosos estudios micropaleontológicos sobre artefactos de rocas silíceas.

El estudio de los restos paleontológicos en las rocas silíceas ha sido mantenido fundamentalmente en Francia y Alemania. Con el precedente distante del estudio de Ehrenberg (1836) sobre Infusorios, casi un siglo después W. Wetzel (1922) inicia de manera definitiva el estudio de los fósiles conservados en estado de materia orgánica en los sílex del Cretáceo marino europeo y poco después bajo su dirección O. Wetzel (1933) publica una memoria sobre materiales bálticos, trabajos que continúa hasta los años 60. Paralelamente, Cayeux (1929) en Francia da a conocer sus trabajos sobre los microfósiles de composición esencialmente mineral y Deflandre (1934) inicia los trabajos en los sílex cretáceos de la Cuenca de París (Deflandre, 1934; Lejeune, 1936) a la vez que aparecen trabajos aislados en otros países (White, 1934). Autores como Deflandre, Lejeune y Valensi en Francia mantienen los trabajos sobre el tema hasta la década de los 60. En la actualidad, el estudio micropaleontológico en las rocas

silíceas se va ampliando poco a poco a otras rocas silíceas distintas al propio que *sillex*. Aparte de la intensificación de estudios sobre los fósiles en estado mineral, aunque escasa debido a que los fósiles aparecen epigenizados y son mejor observados en las rocas madres, los fósiles conservados en estado de materia orgánica gozan actualmente y evidentemente del interés de los paleontólogos (Foucher, 1971, 1972, 1974, 1976, a, b y c) y como veremos posteriormente de algunos petroarqueólogos centrados en las rocas silíceas (Masson, 1979; Mauger, 1984).

#### **b. Conservación y grupos de fósiles en las rocas silíceas.**

La conservación de los organismos en la sílice puede presentarse entre dos extremos más o menos matizados en cada caso y en clara función de los respectivos contenidos mineralógicos. Los autores que han intentado sintetizar a este respecto quedan de acuerdo en reconocer dos grandes grupos de conservación, siempre teniendo en cuenta el trabajo sobre micro y nanofósiles, dada la escasa evidencia de macrofósiles en las rocas que nos ocupan. El primer grupo trata de fósiles de composición originalmente mineral, silíceos o calcáreos, mientras que el segundo queda referido a fósiles conservados en estado de materia orgánica.

1. En el primer caso se documentan únicamente las partes minerales fragmentadas o no y de composición silícea o calcárea. Los fósiles aparecen generalmente pseudomorfoseados en el interior de la roca silícea debido a la epigénesis, ya en forma de calcita u ópalo-calcedonia fundamentalmente. De esta manera, el estado de conservación estará aquí en función de la naturaleza química original y de las características de la epigenia siliciosa.

a. Algunos microfósiles siliciosos, caso de las Diatomeas y los Radiolarios, aparecen fuertemente marcados por la silicificación que ellos mismos han inducido. Ellos muestran en el mejor de los casos una silueta de ópalo o calcedonia. Sin embargo, en el caso de las espículas de Espongiarios es posible observar en muchos casos su canal central.

b. Los fósiles de naturaleza originalmente calcárea aparecen más o menos silicificados. Según el grado de diagénesis soportado, su identificación no podrá precisarse más allá del concepto de familia (Ostrácodos, Crinóideos, Lamelibranquios, algas calcáreas), introducirse bien en el género e incluso en la especie (Foraminíferos, Gasterópodos, Carófitas) o ya realizarse una total identificación paleontológica (Ostrácodos, Briozoos, tejidos de Equinodermos, Gasterópodos).

El conjunto de estos fósiles presentes en estado mineral fueron adecuadamente presentados por Cayeux (1929) y su interés para los paleontólogos es generalmente bajo. Poco visible es un método de idéntica refringencia que ellos, son más fáciles de estudiar en las rocas reemplazadas y sustituidas por la sílice, caso por ejemplo de los Radiolarios. No obstante, la diferencial composición señalada, puede hacer útil la intervención de técnicas y observaciones paleontológicas en algunos contextos de investigación (Curry, 1963, 1986).

2. Los fósiles conservados en estado de materia orgánica han sido como hemos anotado centro de interés de los paleontólogos. La mayoría de estos fósiles son Prótistos, generalmente de vida pelágica y bien representados en el plancton marino actual. Entre estos, los más abundantes son los Dinoflagelados, Acritarcos, pólenes y esporas (Deflandra, 1934, 1935a; Lejeune, 1936; Valensi, 1953; Masson, 1979; Nockolds y otros, 1979).

### c. Técnicas y métodos de estudio.

Los microfósiles presentes en las rocas silíceas aparecen entre 15 y 1500 micras. Como ya hemos anotado, el interés

paleontológico se ha centrado casi exclusivamente sobre los fósiles conservados en estado de materia orgánica. Los fósiles en estado mineral, dependiendo de su grado de conservación, podrán identificarse de una manera u otra a partir de la observación de láminas delgadas o superficies. Ejemplos de estas observaciones pueden consultarse en muchos trabajos dedicados a la petrografía de las rocas silíceas. Si bien los córtex y relictos de las rocas caja muchas veces presentes en determinadas facies petrográficas silíceas, pueden proporcionar excelentes estados de conservación de los mismos (Ostrácodos, cocolitos, oogones, etc.), dada la menor incidencia de la silicificación. En estos casos se pueden extraer y estudiar por las técnicas y métodos habituales en Paleontología (Masson, 1979; Mauger, 1984; Bailey y otros, 1986).

En el caso de los fósiles conservados en estado de materia orgánica se han empleado dos técnicas en los primeros estudios. La más utilizada de ellas consistía en obtener mediante percusión lascas delgadas y amplias en los sílex (Deflandre, 1935b). Ello permitía mediante coloración observar Dinoflagelados y Foraminíferos (Deflandre, 1935, 1936a). La segunda técnica consistía en la preparación de láminas espesas mayores de 0.08 mm (Lejeune, 1936; Valensi, 1953) con la intención de observaciones acerca de disposiciones y densidad de organismos. El test efectuado por Valensi (1953) entre

ambas técnicas acerca de estos intereses de observación de disposiciones y densidad, llevó a aquel autor a considerar más informativa la primera de las técnicas.

Después de observaciones de láminas espesas, cuando las muestras se presentan muy ricas en estos fósiles, Dinoflagelados por ejemplo, actualmente se extraen mediante un ataque químico de la roca (ClH y FH) y una subsiguiente centrifugación del residuo. Posteriormente se pueden realizar preparaciones coloreadas y montaje del residuo con glicerina en láminas de vidrio, como en el estudio del plancton actual. Ejemplos de este proceder pueden consultarse en diversos trabajos (Gorka, 1967; Mauger, 1984; Hajos y Kovári-Gulyás, 1986). El ataque químico posibilita una mayor recuperación de fósiles que las técnicas anteriores además de que posibilitan una mejor observación. De esta manera, el plancton puede fácilmente estudiarse a unos 600X con objetivo de inmersión.

Los métodos de estudio deben tener presente el doble interés paleontológico y petrológico como anotamos al principio de este capítulo. De esta manera, junto con la identificación más precisa que se pueda recuperar y el posterior estudio paleontológico, interesa la disposición de todo el contenido orgánico y la densidad relativa de géneros y especies. A este respecto, Valensi (1953) consiguió valoraciones al respecto a partir de una simple escala de

intervalos indicando la riqueza de las muestras en los distintos géneros y especies identificadas.

Junto a estos trabajos, la mineralogía y texturas mineralógicas presentes en los fósiles conservados en tal estado son de evidente importancia para esclarecer el proceso diagenético de reemplazamiento más corriente en las rocas que tratamos (Brown y otros, 1969).

#### **d. Sistemática de los fósiles en las rocas silíceas.**

La presencia de fósiles en las rocas silíceas es variada, aún sin tener presentes la silicificación de macrofósiles por fenómenos distintos a la pseudomorfosis o reemplazamiento, caso de la impregnación de sílice o silicificación de maderas. Por lo general, son micro o nanofósiles aunque algunos de los primeros pueden ser observados a simple vista. Las referencias a macrofósiles son extrañas en las rocas que nos ocupan, caso de algunas espinas de peces y erizos del mar hallados en el sílex de la creta (Shepherd, 1972). Igualmente extrañas son las referencias a huellas fósiles. En diversas ocasiones se ha considerado que la forma de algunos nódulos de sílex de la creta está relacionada con crustáceos (Shepherd, 1972). Interpretaciones icnológicas de este sentido se aducen recientemente (Bromley y Ekdale, 1986). Bioturbaciones parecen

asimismo estar presentes en ciertas rocas silíceas limfíticas (Bustillo, 1985). Por lo demás, aparte de los taxones documentados que describimos a continuación, no son extrañas las referencias a **pellets** o a materia orgánica referida como **sapropel**, a veces tan abundante que las rocas silíceas han sido calificadas a tal respecto (**silex sapropélicos**) (Lombard, 1956; Marcher, 1962).

En las rocas silíceas aparecen fósiles animales o vegetales. En líneas generales son fósiles constituyentes del plancton marino, lagunar o lacustre. Los taxones más documentados serían los siguientes:

#### Reino Animal

- . **Foraminiferos** (Protista - Protozoos - Rhizoflagelados - Rhizopodos - Orden Foraminiferos).
- . **Radiolarios** (Protista - Protozoos - Actinópodos - Clase Radiolaria).
- . **Espongiarios** (Phylum Porifera).
- . **Madrepora** (Cnidarios - Antozoarios - Hexacoralarios - Actiniarios - Escleractínidos -

Género Madrépora).

- . Anélidos
- . Braquiópodos (Lofoforinos - Clase Bryozoa).
- . Gasterópodos (Moluscos - Clase Gastrópoda).
- . Lamelibranquios o Bivalvos (Moluscos - Clase Lamellibranchia).
- . Crustáceos y Ostrácodos (Artrópodos - Clase Crustacea - Subclase Ostrácoda).
- . Crinoideos (Equinodermos - Clase Crinoidea).
- . Equínidos (Equinodermos - Clase Echinoidea).
- . Graptolitos (Estomocordados - Clase Graptolita).

#### Reino Vegetal

- . Dinoflagelados (Chromophyta - Dinophyceae - Peridiniales - Orden Dinoflagellida).

- . Acritarcos (Orden Dinoflagellida?).
- . Diatomeas (Chrysophyta - Bacillariophyceae - Orden Bacillariales).
- . Carófitas (Chlorophyta - Familia Characeae).
- . Cocolitofóridos (Chrysophyta - Haptophyceae - Familia Cocolithophoridae).
- . Esporas
- . Pólenes

(Grassé y otros, 1970; Fairbridge y Jablonski, 1979).

### Foraminíferos

Los Foraminíferos son organismos animales unicelulares con uno o varios núcleos, bentónicos o pelágicos y presentes en todo el registro geológico. De su constitución, el caparazón es la parte más importante para el geólogo, documentando una amplia variedad de formas. Su naturaleza es tectinosa (chitínosa), aglutinada (arenosa) o calcárea.

Independientemente de los ornamentos de estos caparazones, su diversa morfología va desde formas uniloculares a multiloculares, presentándose formas intermedias entre estas últimas. Este caparazón puede estar perforado o no y este conjunto de características formales han guiado la sistemática de los mismos fósiles.

Frecuentemente, el caparazón calcáreo es sustituido por sílice y epigenizado por ópalo, calcedonia o incluso cuarzo granular. Presentan, sin embargo, cierta resistencia a la silicificación, documentándose a veces partes más o menos intactas con aspecto de materia orgánica. Aún en el caso de una silicificación completa, no es extraño que sea bien perceptible el diseño del caparazón, ya por una mejor cristalización o una disposición especial de las texturas mineralógicas silíceas. Presentes en diversas rocas silíceas (silexitas, silex marinos y continentales), la conservación en las mismas puede permitir generalmente la determinación del género y sólo en algunas ocasiones de la especie. La recuperación de tales fósiles en las rocas madres de las silíceas puede sin embargo ayudar en este último punto. (Auzel, 1930; Deflandre, 1937; Valensi, 1953, 1955b, 1957; Murray, 1979; Douglas, 1979; Masson, 1979).

### **Radiolarios**

Los Radiolarios están igualmente presentes en todo el registro geológico, en medios litológicos marinos y sólo excepcionalmente lagunares. Tratan generalmente de un caparazón silíceo que sirve de protección a una única célula. Como en los casos anteriores, los decorativos caparazones presentan una muy diversa morfología.

Como en el caso de otros organismos silíceos, los Radiolarios aparecen muy transformados por la silicificación que ellos mismos originaron, presentándose generalmente como tenues siluetas de ópalo o calcedonia. Sin embargo, la importancia de los Radiolarios para las rocas silíceas es de gran importancia, ya que no sólo están presentes en diversas rocas (ftanitas, sílex y tripoli) sino que fueron el origen y es uno de los elementos constituyentes más importantes de otras, caso del grupo de las radiolaritas. No obstante, la escasa conservación no permite fácilmente extraer documentaciones precisas para adecuados informes estratigráficos y ha de recurrirse necesariamente a las rocas madres (Cayeux, 1929; Deflandre, 1937; Goll y Merinfeld, 1979; Masson, 1979).

### **Espongiarios**

Las Esponjas (Porifera) es un phylum de animales

pluricelulares simples. Su hábitat es casi siempre marino y sólo en algunos casos aparecen en agua dulce. Las Esponjas de esqueleto silíceo o calcáreo son las únicas de interés geológico, ya que aparecen fosilizadas. El esqueleto se compone de espirales aisladas o soldadas, ya del propio esqueleto, generalmente de morfología simple, ya del interior, mucho más pequeñas y decorativas en este caso.

Las espículas de las Esponjas pueden estar presentes en diversas rocas silíceas (sflex, diversos chailles, silexitas) y constituyen el componente esencial de las esponjolitas, roca que generalmente aparece como una masa petrificada de espículas. Tales fósiles aparecen entonces en mal estado de conservación, propia de otros fósiles silíceos que han inducido la silicificación (Cayeux, 1929; Valensi, 1953; Reid, 1979).

#### **Madreporarios**

Las Madréporas son un género de organismos marinos arrecifales con esqueleto calcáreo y propios de mares cálidos. Se trata de un fósil extraño en las rocas silíceas (Grassé y otros, 1970; Oliver, 1979).

### Braquiópodos

La clase de los Braquiópodos (rama de los Lofoforinos) trata de un grupo zoológico que comprende individuos encerrados en una concha bivalva de simetría bilateral. Ambas valvas están fijadas por un pedúnculo que sale por entre las valvas o por un orificio diferenciado. Son animales siempre marinos y se encuentran generalmente en las facies poco profundas o incluso litorales. La clasificación de los Braquiópodos queda establecida en función de la ausencia o presencia de dientes en las valvas. Los Braquiópodos Inarticulados no presentan tales dientes y el caparazón es generalmente quitinoso; los Articulados presentan dientes y suelen tener un caparazón calcáreo. Se ha documentado en las **silexitas** y rocas silíceas lagunares (**cuarzolitas**) (Brown y otros, 1969; Grassé y otros, 1970; Tasch, 1979).

### Briozoos

La clase de los Briozoos, igualmente Lofoforinos, son un grupo zoológico que comprende unos organismos coloniales generalmente constructores de arrecifes. El material esquelético puede estar formado por quitina o carbonato cálcico. Son animales propios de mares cálidos poco profundos. Aparecen frecuentemente en los **silex** y parecen oponer un gran

resistencia a la silicificación (Valensi, 1953; Grassé y otros, 1970; Masson, 1979; Larwood, 1979).

### Gasterópodos

La rama de los Moluscos presentan algunas clases zoológicas que se encuentran frecuentemente en las rocas silíceas, fundamentalmente Gasterópodos y de manera especial los Lamelibranquios o Bivalvos.

Los Gasterópodos son moluscos marinos, de agua dulce o terrestres, con concha calcárea y univalva generalmente arrollada, en forma de espirales helicoidales o planas. La clasificación paleontológica se basa en la forma de la concha y de su abertura. La característica zoológica más general de esta clase se especifica en el pie que les sirve para reptar. Son fósiles que pueden conservarse bien en los cementos silíceos, aunque dicha conservación dependerá del grado diagenético a que se vean sometidos. Pueden presentarse en **sillex** marinos o continentales lagunares. (Grassé y otros, 1970; Shol, 1979; Masson, 1979).

### Lamelibranchios (Bivalvos)

La clase de los Lamelibranquios o Bivalvos son Moluscos marinos o raramente de agua dulce que poseen una concha bivalva calcárea (principalmente de aragonito) con una prominencia (umbo) en el lado dorsal y una serie de dientes que forman la charnela. Sobre esta parte se centran las clasificaciones paleontológicas. Si bien también los Braquiópodos son bivalvos, una serie de diferencias los separan. Los Bivalvos tienen plano de simetría que pasa entre las valvas, mientras que en los Braquiópodos dicho plano es perpendicular al plano de unión de las valvas; mientras que los Lamelibranquios no tienen perforación correspondiente al paso de un pedúnculo en la región del umbo, los Braquiópodos generalmente sí la poseen; por último, mientras que los primeros presentan una inserción filamentosa, los Braquiópodos no la presentan. Generalmente algo peor conservados que los Gasterópodos, se presentan igualmente en sílex marinos y continentales lagunares. (Brown y otros, 1969; Grassé y otros, 1970; Masson, 1979; Kauffman, 1979).

#### **Artrópodos, Crustáceos y Ostrácodos**

Estos Artrópodos marinos de agua dulce se encuentran a veces en las rocas silíceas si bien en el caso de los Crustáceos son de escaso valor geológico. Los Ostrácodos, con caparazón bivalvo y clasificados en función de él, son de

mayor importancia al respecto y se han indicado en las **silexitas** así como en **silex** marinos continentales lagunares. Las conchas de los Ostrácodos generalmente están alteradas en el interior del cemento silíceo. (Cisne, 1979; Grassé y otros, 1979).

#### **Equinodermos. Crinoideos y Equínidos**

Los Crinoideos son Equinodermos marinos fijos o móviles constituidos por un tronco en las formas fijas con artejos individuales, redondos, ovales, pentagonales o en forma de estrella que son las formas que aparecen en el registro fósil. Documentados en **silex** marinos o lagunares y en **silexitas** aparecen generalmente mal conservados (Valensi, 1953; Grassé y otros, 1970; Nichols, 1979).

Los Equínidos son Equinodermos marinos que tienen un caparazón esférico y radialmente simétrico con espinas. Su conservación es también generalmente escasa. Los Equínidos pueden presentarse en **silexitas** y en **silex**. (Valensi, 1953; Brown y otros, 1969; Grassé y otros, 1970; Nichols, 1979).

#### **Graptolitos**

Se trata de un grupo zoológico marino, mayormente pelágico y siempre fósil, cuyos restos aparecen como trazos de lápiz más o menos gestacados. Las formas de los Graptolitos son variadas pero tratan siempre de delineaciones rectas o curvas simples o compuestas. Se han documentado en sílex y sílexitas. (Grassé y otros, 1970; Rickards, 1979).

### Dinoflagelados

Los Flagelados, entre el reino animal y vegetal, forman la mayor parte del plancton fósil hallado en las rocas silíceas. Los Dinoflagelados son unos de los flagelados vegetales (algas) donde más se han centrado los trabajos de los paleontólogos sobre las rocas silíceas. El principal interés de este grupo y de otros flagelados es la excelente conservación en estado de materia orgánica. De esta manera, muchas especies conocidas se han aislado fundamentalmente en los sílex de la creta.

Los Dinoflagelados son una familia de vegetales unicelulares que habitan las aguas marinas y dulces y junto con las Diatomeas son el elemento más abundante del fitoplancton, siendo los mares tropicales y templados los hábitats más frecuentes. La célula queda encerrada en una película celulósica lisa u ornamentada y formada por placas

distintas unidas por líneas de sutura. Debido a que la forma es bastante variable, las identificaciones paleontológicas se realizan en función de estos surcos o líneas de sutura transversal y longitudinal. Los Dinoflagelados no poseen partes minerales susceptibles de conservación en los sedimentos. En los *silex*, estos seres aparecen entre 15 y 18 micras en estado de materia orgánica (celulósica), de manera momificada. Esta excelente conservación permite estructurarlos y estudiarlos mediante las técnicas corrientes en palinología. (Deflandre, 1936; Valensi, 1953; Faucher, 1976 a, b y c; Sarjeant, 1979; Mauger, 1984).

Los primeros estudios sobre los flagelados en los *silex* aislaron un orden de Histricosféridos con diversos géneros y especies que se distinguían formalmente de los Dinoflagelados. No obstante, la identificación de estos fósiles mantenía diversos problemas, fundamentalmente en relación a su naturaleza (Peridiniales, algas, huevos de Crustáceos, quistes, macroesporas, etc.) (Lejeune, 1936; Deflandre, 1936 b, 1937, 1947; Valensi, 1953, 1955). Actualmente se reconoce definitivamente que los Histricosféridos son quistes de Dinoflagelados marinos. Su forma es esférica, elipsoidal o poligonal. Presentan una especie de concha con tegumento muy delgado y con numerosos apéndices dispuestos radialmente. Toda esta ornamentación externa juega un gran papel en la distinción de taxones. Dada su filiación con los

Dinoflagelados, el orden de los Histricosféridos ha sido abandonado y sólo se mantiene más adecuadamente la denominación de Histricoesferas para las formas enquistadas de Dinoflagelados.

Los Histricoesferas son muy abundantes junto con las diversas especies de Dinoflagelados en las sílex de la creta y pueden aparecer igual de abundantes en sílex de otros medios litológicos. Su conservación en forma de materia orgánica permite emplear las mismas técnicas de extracción y estudio que para los especímenes de Dinoflagelados (Sarjeant, 1979 b).

#### **Acritarcos**

Los Acritarcos son un plancton de naturaleza incierta presentes principalmente en depósitos de agua marina, aunque también se han hallado en depósitos de agua dulce. Su simple morfología hace pensar que sean polifiléticos (esporas, huevos, estadios en el ciclo de vida de algas unicelulares, quistes de esporas, estadios vegetativos, etc.). Algunos caracteres los acercan a los Dinoflagelados, otros a determinados grupos de algas. Formalmente presentan una concha agujereada de morfología variada, picoteada, granular, lisa u ornamentada con espinas o similares. Se conservan en estado de materia orgánica en las rocas silíceas, y se han documentado

en sílex y sílexitas. (Sarjeant, 1979 c; Foucher, 1979 a; Gorka, 1967).

### Diatomeas

Las Diatomeas (Bacillariales) son algas unicelulares que segregan una concha (frústula) de sílice opalino y ocupan un gran número de hábitats marinos y de agua dulce. La frústula está compuesta de dos valvas unidas. Generalmente se dividen en dos grupos: Centrales y Renales. Mientras que en las primeras las estructuras se organizan concéntricamente, en las Renales las estructuras se organizan a ángulos rectos con respecto a un eje largo. La conservación de las conchas silíceas de las Diatomeas corre la misma suerte que con respecto a otros fósiles silíceos. Su estudio en las rocas silíceas debe compaginarse con las rocas madre. Pueden aparecer en rocas marinas (sílex) o continentales lagunares o no (meulière, opalita). La mayor importancia de estos fósiles para las rocas silíceas monogénicas se debe a que ellas son el constituyente esencial de las diatomitas, otra de las rocas silíceas biogénicas (Cayeux, 1929; Deflandre, 1941; Wetzel, 1960; Burckle, 1979; Hados y Kovari-Gueyas, 1986).

### Carófitas

Las Carófitas son las algas calcáreas más documentadas en las rocas silíceas. Sus hábitats pueden ser aguas dulces o salobres. Se componen de un eje que soporta ranuras donde fructifican los llamados oogonios que en estado fósil y aisladamente son denominados girogonitos. Todo el organismo está constituido por la unión de tubos huecos impregnados de calcita, estructura que permite reconocerlas fácilmente en las rocas. Las Carófitas se conservan generalmente bien en las rocas silíceas y se han documentado en rocas silíceas continentales y lagunares (meulières). Aparte de Diatomeas y Carófitas, otras algas aparecen en ftanitas y sílex y rocas silíceas continentales (Desmaisons, 1936; Deflandre, 1941; Valensi, 1955 b; Grambrast, 1979; Mauger, 1984).

#### **Cocolitofóridos**

Los Cocolitofóridos son algas unicelulares marinas pelágicas y marginales rodeadas de una envoltura esférica (coccoesfera) constituida por un conjunto de placas calcáreas generalmente discoidales y perforadas (cocolitos). De importante valor bioestratigráfico, los cocolitos aparecen fosilizados en las rocas calcáreas y silíceas derivadas (sílex y rocas silíceas continentales lagunares). Dada su naturaleza calcárea, su estado de conservación dependerá del proceso diagenético (Black y Bukry, 1979; Masson, 1979; Mauger, 1984).

## Esporas y pólenes

Esporas y pólenes pertenecientes al plancton pasivo y sometido a continuo transporte hasta su deposición no son extraños en las rocas silíceas. Conservados en estado de materia orgánica, pueden estar presentes en *silex* y rocas silíceas continentales entre otras rocas silíceas (Valensi, 1953 a y b; Foucher, 1976; Masson, 1979; Bodor, 1986).

Junto a este conjunto de fósiles más o menos frecuentes habría que citar algunos fósiles de Anélidos, Calciesferas y Trilobites (Artrópodos) así como algunos fragmentos óseos. Por último, tener presente la frecuente existencia de restos de materia orgánica siempre difícil de identificar, negra o marronácea y en muchos casos causa de coloración de las rocas silíceas (*sapropel*).

2.3. Clasificación de las rocas silíceas. Las pautas petrogenéticas de las facies petrográficas.

2.3.A. Una introducción al marco clasificatorio y terminológico.

Las clasificaciones y la terminología de las rocas silíceas noegenéticas es un marco conceptual en el que aún no existe actualmente un acuerdo general. Antes de exponer las distintas entidades de nuestro interés, hemos considerado conveniente hacer un rápido recorrido por las clasificaciones generales y acepciones terminológicas. El fin es optar por un marco que nos facilite la tarea posterior. Las fuentes que vamos a utilizar en toda la exposición que sigue son casi exclusivamente francesas y anglosajonas.

Mientras que la escuela francesa guiada por los grabajos de Cayeux (1929) parece constrandamente interesada en las clasificaciones guiadas por pautas petrogenéticas y petrográficas, la escuela anglosajona no parece excesivamente preocupada por tales aspectos al respecto de las clasificaciones. Si bien se distinguen las rocas de origen orgánico y químico, la clasificación escasamente va más allá. Por otra parte, en este caso la terminología queda constituida esencialmente por términos de amplio significado y utilización

(chert). En líneas generales, los acuerdos terminológicos son muy escasos. Existen términos distintos para denominar idénticas entidades petrográficas y a la inversa, idénticos nombres propios para rocas diferentes en algún sentido. Aún más, algunos términos no aparecen definitivamente aceptados por todas las escuelas.

La obra francesa de Cayeux (1929) ha influido considerablemente en las generaciones posteriores de especialistas europeos, de manera que la labor sintética de su obra no ha sido aún superada en sus líneas generales (Erhart, 1971; Vila Boas, 1975). A partir de ella ha habido escasas modificaciones y sólo se han introducido en la misma algunos términos provenientes de trabajos anglosajones. Los trabajos de Cayeux (1929) en Francia marcan por tanto las primeras pautas de nuestros intereses.

El interés de Cayeux por la clasificación de las rocas silíceas no encontró una tradición minimamente consistente. Las denominaciones corrientes en los trabajos precedentes eran guiadas por diversos criterios físicos generalmente del aspecto de masa (forma, color, etc.) e incluso en función de la utilidad económica que presentaban (Ágata, sílex, jaspe, sílex terroso, tripoli, harina fósil, sílex resinita, menilita, ópalo resinita y cuarzo resinita, sílex molar, sílex pirómaco, piedra de fusil, lidita o piedra de toque, etc)

(Vila Boas, 1975, tabla IV).

Ante estas perspectivas, Cayeux propone una clasificación de las rocas silíceas sedimentarias no detríticas en función del origen inmediato de la sílice, rocas silíceas orgánicas y químicas. Cayeux era consciente y nosotros tendremos oportunidad de comprobarlo en las páginas que siguen, que los dos dominios se entremezclan sin que sea posible practicar una separación tajante. No obstante, el mismo autor anota dos diferencias esenciales que posibilitarían una separación operativa:

a. Las rocas de origen orgánico nos presentan actualmente las huellas de su origen: los organismos generadores de la sílice. En el grupo de las rocas de origen químico, el proceso de formación acaece tras una silicificación y consiguiente reemplazamiento de un sedimento no silicioso, estando ausente de este contexto toda traza de organismos siliciosos.

b. Las rocas de origen orgánico no dependen para su formación más que de ellas mismas. Las rocas de origen químico dependerían sin embargo de una serie de depósitos que las condicionan y explican (las rocas madre o matriz sedimentaria). En definitiva, juegan el papel de **accidentes silíceos**, engendrados por una sílice puesta en movimiento en el seno de formaciones que no son esencialmente silíceas. En

contraste, las rocas de origen orgánico forman verdaderos sedimentos o depósitos silíceos. Sólo a veces tal sedimento silíceo es matriz para la génesis de rocas silíceas de origen químico tras una diferenciación diagenética. Tales serían los cherts en la terminología de Cayeux (1929), único caso donde dicho autor emplea el término inglés, entonces en uso para denominar todas las rocas anteriores al sílex o flint de la creta inglesa.

Toda la exposición de Cayeux se sustentaba en estas dos posibilidades generales de separación. Los ejes secundarios de clasificación no fueron lógicamente ambivalentes. Las rocas de origen orgánico (organógenas) se dividieron y denominaron en función del organismo generador y por tanto predominante en la roca: diatómitas, radiolaritas y esponjolititas serían pues rocas procedentes de Diatomeas, Radilarios y Esponjas respectivamente. Las rocas de origen químico, caracterizadas generalmente por el predominio de un mineral (minerógenas), los accidentes silíceos planteaban problemas terminológicos muy importantes.

En un principio, Cayeux optó por una terminología de los accidentes silíceos fundamentada en el medio litológico de origen (silíceo, calizo, margoso y arcilloso y sulfatado) y en el medio generador (marino, lagunar y/o lacustre). Daba entrada en este cuadro a la terminología antigua y en función

de ella proponía términos similares o bien nuevos enfocados ahora según criterios petrográficos mineralógicos (**opalita**, **cuarcinita**), criterios que como anotaremos serán considerados más relevantes para lograr una homogeneidad en la clasificación. La dificultad que suponía un conocimiento adecuado de los medios litológicos generadores y la escasa incidencia en la misma de criterios petrográficos, llevó a Cayeux (1929) a proponer una clasificación de los accidentes silíceos en función de las facies petrográficas mineralógicas silíceas presentes: **cuarzolitas** (cuarzo con textura granular o "cuarcítica"), **calcedonilitas** (cuarzo con textura fibrosa de calcedonilita), **cuarcinita** (cuarzo con textura fibrosa de cuarcina) y **opalita** (ópalo con sus distintas texturas). No obstante, ello fué sólo una proposición ya que el mismo autor adopta el criterio de medios litológicos y generadores para la exposición de sus trabajos (Cayeux, 1929).

De tal manera, los términos más frecuentes utilizados por dicho autor para denominar las rocas silíceas de origen químico y marino son **chert**, **silex**, **chaille** y **silexita**. Si bien las entidades petrográficas correspondientes a los medios límnicos permanecían con las denominaciones terminológicas más en uso, se eliminaron erróneas acepciones y se intentó homogeneizar la terminología de las rocas silíceas procedentes de estos medios en función del mineral constituyente predominante, de la forma anteriormente anotada.

Como ya apuntábamos, las posteriores obras francesas centradas en cualquier campo de la petrología no modificaron en gran medida los trabajos de Cayeux, a lo sumo introducen algunos términos anglosajones enmarcándolos a la vez en la clasificación general anotada. Carozzi (1953) mantiene toda la clasificación y nomenclatura de Cayeux, si bien amplía la acepción francesa del término *chert*, incluyendo en el mismo facies como la *porcelanita*, *chert oolítico*, *chert menilita* u *opalita* y *chert néctico* (como rocas silíceas de origen químico). El "Essai de nomenclature des roches sédimentaires" (Gubler, 1961) marca claramente la verdadera tendencia posterior a Cayeux. Varía en algún sentido la acepción de algunos términos (*jaspes*, *ftanitas*, *silexinas*), rechaza por ambigua la acepción anglosajona de *chert*, a la vez que introduce los términos *geiserita* y *porcelanita*. Vatan (1967) no apunta diferencias globales con respecto a la clasificación y terminología de Cayeux, a excepción de dar entrada nuevamente a la *porcelanita*, ahora, al contrario de Carozzi, entre las rocas silíceas de origen orgánico, especie petrográfica para la que anota el término francés de *arcillita*. Más recientemente, Erhart (1971) manteniendo las líneas generales de la clasificación clásica, apunta y discute cuestiones terminológicas de gran interés, fundamentalmente en relación a la correspondencia terminológica en las diferentes lenguas occidentales. Por una parte, entiende que la silicificación puede aparecer en fósiles vegetales, silicificación bioquímica

en medio continental y en medio marino. Una novedad clasificatoria genética introducida por Erhart determinó en su obra el lugar correspondiente a las **ftanitas** y **jaspilitas**. El autor considera las posibilidades de alteración pedogenática como proceso generador de soluciones de sílice de manera que ambas entidades petrográficas síliceas son consideradas silico-pedolitos; si bien tal génesis desea hacerla extensible a otras entidades síliceas de neoformación. Partiendo de la idea general de la sílice liberada por fenómenos de alteración pedogenática y del concepto de bio-rexistasia, Erhart después de una discusión acerca de la clasificación genética de las rocas síliceas, considera que la génesis general es explicable en un marco de bio-rexistasia. En líneas generales, el hecho de que existan unos periodos con más rocas síliceas que otros sería explicable respectivamente en función de determinadas condiciones climáticas cálidas sobre un continente que libera sílice y calcio y frías en los mares barridos por corrientes que frenan el depósito de calizas. En un marco de bio-rexistasia, las rocas síliceas de neoformación se ordenarían según el esquema siguiente:

a. Durante la biostasia los continentes liberan monómeros de  $\text{Si(OH)}$  y polímeros coloidales que son utilizados por los organismos síliceos. En ausencia de materiales detríticos, se constituyen las **radiolaritas**, **diatomitas** y **esponjolititas** y la asociación singenética **caliza-sílice**, calizas silicificadas o

con accidentes de sílex, chailles y sílexitas entre otras entidades.

b. En una sucesión bio-rexistásica, en la que los suelos están sometidos a erosión, la sílice no movilizada de los suelos pantanosos ácidos o podsólicos, alimenta la sedimentación de jaspilitas y ftanitas junto a otras rocas silíceas, calcedonilitas o cuarzolitas (sílico-pedolitos).

Además de efectuar las distintas correspondencias interlingüísticas, como ya tendremos ocasión de apuntar posteriormente, el autor introduce adecuadamente acepciones terminológicas foráneas ya de sentido general (chert), ya referidas a denominaciones locales (hamadas, silcretas). Entre las silicificaciones en medio continental, aunque no se refiere a términos locales franceses (menilita, néctico, etc.) reconoce la correspondencia entre meulières, hamadas y silcretas. En medio marino plantea la acepción del término tripoli, mantiene el término porcelanita y discute ampliamente las acepciones de los términos chert, jaspes, radiolaritas y diatomitas. Por último, a la vez que introduce el término jaspilita, esta entidad junto con las ftanitas adquieren como anotábamos una muy distinta valoración genética con respecto a la clasificación clásica.

Por último, hemos de citar el trabajo de Lucas, Cros y

Lang (1976). Por una parte y en la descripción de las rocas silíceas neogenéticas, los autores citados adoptan una clasificación no genética, exclusivamente en función de las morfologías que presentan como estructuras sedimentarias. Entienden así rocas silíceas en masas continuas o en accidentes. Entre las primeras hablan de radiolaritas (donde discuten las acepciones de ftanita y lidita) y las meulières, acordando su similitud con las hamadas norteafricanas. Entre los accidentes silíceos anotan sílex, sílexitas, chailles, "sílex nécticos" y "sílex menilita" (opalita). Sin embargo, en sus tablas sintéticas adoptan un eje genético de clasificación. Las rocas silíceas neogenéticas son divididas en rocas organógenas y organo-detriticas muebles y coherentes (diatomitas, radiolaritas y esponjolitas) rocas de precipitación química o bioquímica (ftanitas, geiserita) y rocas metosomáticas y concreciones, donde mantienen la clasificación de Cayeux (rocas silíceas de origen químico continentales o marinas). Sin duda, esta nueva clasificación deja entrever que los estudios petrológicos han avanzado una serie de posiciones con respecto los postulados de Cayeux. No obstante sus proposiciones generales se mantienen y retoman. Recientemente Vila Boas (1975) considera la complejidad terminológica de la clasificación de las rocas silíceas. Queda de acuerdo en eliminar criterios subjetivos y mantener paralelamente criterios genéticos y descriptivos o petrográficos. Mientras que al respecto de los primeros

mantiene las denominaciones usadas por Cayeux, especifica la proposición terminológica del mismo autor en base a criterios petrográficos mineralógicos. Según los difractogramas de rayos X y microscopía óptica, es decir mineralogía y texturas o facies, tendríamos accidentes silíceos a base de cuarzo no fibroso (cuarzolitas y microcuarzolitas), fibroso (calcedonilitas, cuarcinitas, presencia de lutecina) u ópalo (opalitas a base de cristobalitas cristobalita-tridimita, ópalo escasamente organizado y amorfo) (fig. 10).

El rasgo más característico de todo el trabajo anglosajón acerca de la petrología de las rocas silíceas es, en lo que ahora nos ocupa, su despreocupación por derivar y enmarcar la terminología en un cuadro clasificatorio guiado por un eje genético. El trabajo de Tarr (1938) marca toda la tendencia terminológica hasta nuestros días en Estados Unidos (Pettijohn, 1975). La clasificación general más extendida parte de los dos conceptos de morfología estructural corrientes en las rocas silíceas. Los "nodular chert" y los "bedded cherts", enmarcan casi toda la discusión genética de las rocas silíceas. Si bien las denominaciones de las rocas silíceas han tenido presente en algunos casos dichas cuestiones genéticas (caso de las radiolaritas y diatomitas, por ej.), la tendencia general de los trabajos anglosajones ha sido a lo sumo la confección de listas resumidas de entidades petrográficas silíceas, donde el término chert ha venido a

juzgar el papel de nombre propio, evidente en Estados Unidos. Recientemente, Pettijohn (1975) ha proporcionado un cuadro resumido aunque recogiendo claramente la idea bien generalizada de que las rocas silíceas de neoformación son rocas poligenéticas sin que ningún modo aislado de génesis sea responsable de todas ellas. En medio marino, la precipitación bioquímica da lugar a **diatomitas** y **radiolaritas** y a calizas silíceas que por diferenciación diagenética darán lugar a los nódulos de **chert**. En el mismo medio, las precipitaciones químicas en lodos silíceos darían lugar por diferenciación diagenética a **chert** rítmicamente estratificados. Pero la sílice presente en el mar proviene en última instancia de medios continentales o contextos volcánicos. En estos últimos la silicificación de tobas p. ej. dará lugar a silicovolcanitas. En medio continental la sílice puesta en movimiento por las denudaciones provocará silicificaciones de calizas en las que aparecerá un **chert** por reemplazamiento (metosomatismo) cuya disilicificación daría lugar al **tripoli**.

A nivel exclusivamente terminológico y como anotábamos, el término **chert** viene a ser el nombre propio de las rocas silíceas neogenéticas. Se trata de una determinación muy imprecisa que no se plantea ninguna causa genética. No obstante, el término **chert** es generalmente calificado (**radiolarian chert**, p. ej.) o se entiende agrupando muy diversas variedades aunque la diversa terminología abunda

DIFRACCION DE RAYOS X	NOMENCLATURA (MICROSCOPIA OPTICA)
ACCIDENTES SILICEOS A BASE DE CUARZO	CUARZOLITAS MICROCUARZOLITAS CALCEDONILITAS CUARCINITAS } CALCEDONIA
ACCIDENTES SILICEOS A BASE DE CRISTOBALITA (C)	OPALITAS
ACCIDENTES SILICEOS A BASE DE CRISTOBALITA-TRIDIMITA (C-T)	
ACCIDENTES SILICEOS DE DEBIL ORGANIZACION ESTRUCTURAL (TIPO DIATOM) (A)	
ACCIDENTES SILICEOS SIN ORGANIZACION ESTRUCTURAL APARENTE (SILICE OPALINO)	

Fig. 10\_ Ensayo de adaptación de la clasificación descriptiva de Cayeux (1.925) teniendo presentes los datos de difracción de rayos X (Vila Boas, 1.975: Tabla VII).

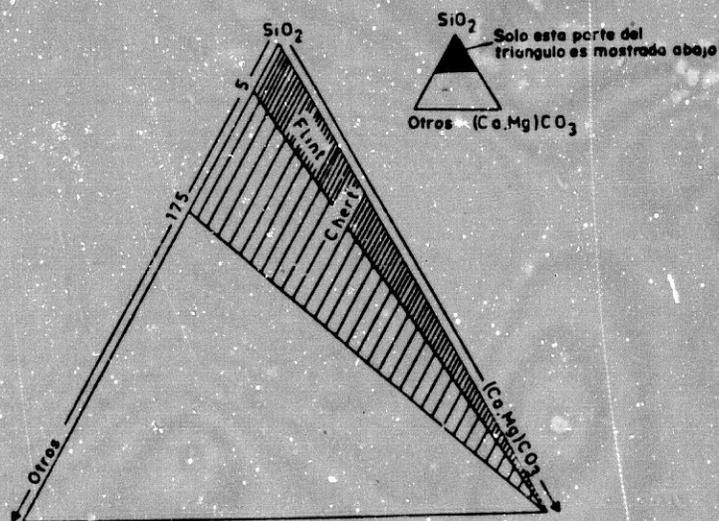


Fig. 11\_ Propuesta de diferenciación entre flint y chert basado en datos químicos (Betterman y Ackerman, 1.975).

asimismo en las denominaciones de sus variedades. La discusión es repetida constantemente acerca del contraste entre los conceptos **chert** y **flint** (**feuerstein** y **hornstein** en lengua alemana). A veces, el término **flint** se ha entendido como sinónimo y se ha intentado desechar (Tarr, 1938; Pettijohn, 1975); otras veces se ha comprendido como una variedad del **chert** (Fairbridge y Bourgeois, 1978), parecer que queda más de acuerdo con el uso actual. En este sentido, Holmes y Holmes (1980) denominan **chert** toda roca silícea no relacionada con la creta. Esta tendencia terminológica es idéntica en trabajos alemanes, donde aparecen los términos **feuerstein** y **hornstein** como sinónimos de los ingleses **flint** y **chert** (vease p. ej. el uso del término **hornstein** por Rottländer, 1975 y Bettermann, 1975). Bettermann y Ackermann (1975) han propuesto una diferenciación química entre **flint** (**feuestein**) y **chert** (**hornstein**) a partir de los datos químicos disponibles. Esta diferenciación queda explícita en la fig. 11. No obstante, a partir de esta diferenciación entre **flint** y **chert**, mantenida por diversos autores, el primer término queda exclusivamente referido al **silex de la creta**, mientras que el segundo quedaría referido al resto de las rocas silíceas por lo menos de origen marino. Las diferencias petrogenéticas y petrográficas entre ellas quedarían indicadas por diversas calificaciones del término **chert**.

Mientras que los términos **porcelanita**, **novaculita**,

jaspilita y sinter silíceo o geiserita no parecen plantear confusiones (algunos de ellos de uso exclusivamente en obras anglosajonas como novaculita, otros, introducidos progresivamente en las clasificaciones francesas, caso de la porcelanita y jaspilita), otros términos no tienen nitidos los límites de su acepción. Pettijohn (1975) anota que los términos silexitita, hornstone, lidita y ftanita se usan en parte como sinónimos de chert o ya como variedades específicas, aunque son realmente poco utilizados hoy día en Estados Unidos. Los términos referidos a rocas silíceas originadas por precipitación bioquímica no están definitivamente clasificados, sobre todo en lo referencial carácter mueble o consolidado de tales rocas. Las tierras de Diatomeas, Radiolarios, y Espículas de Esponjas son a veces denominadas diatomitas, radiolaritas y espiculitas respectivamente, mientras que otras veces se utilizan estas últimas denominaciones para las mismas rocas consolidadas, como sinónimos de chert de Diatomeas, Radiolarios y espículas de Esponjas. Con respecto a las radiolaritas, los términos que en la escuela francesa han venido tradicionalmente usándose como sinónimos (jaspe) o variedades (jaspe y lidita) no se reconocen de tal manera por la escuela anglosajona: jaspe, jaspilita y jaseroide son generalmente motivo de gran ambigüedad y si bien algunas de estas realidades quedan bien localizadas en el registro geológico y con suficiente discusión genética (jaspilita), el caso de las acepciones de

jaspe y jasperoide es generalmente confuso.

No existe por el momento en la escuela anglosajona una propuesta general de nomenclatura en función de criterios petrográficos aunque se reconocen a veces en la terminología usada, caso del chert cuarzoso y chert porcelanítico (rico en cristobalita) definidos por Lancelot (1973).

En Europa Central y del Este existe una tradición general a utilizar los términos procedentes de las elaboraciones francesas o bien equivalentes anglosajones. No obstante, en algunos países (Rusia, Hungría) se han llevado a cabo sistematizaciones. Las rocas silíceas en cuestión reciben el término general de silicitas y se clasifican en función de criterios genéticos y petrográficos, dando lugar a cuadros de clasificación similares a los franceses (Vila Boas, 1975). La conjunción de ambos criterios es patente en las clasificaciones húngaras de las silicitas continentales volcánicas y limnias, así como en la derivación de términos (silicovolcanitas, hidroopalitas, hidrocuarcitas, limnoopalitas, limnocuarcitas, etc.).

Como síntesis general y punto de partida de toda la exposición posterior hemos confeccionado el cuadro de la fig. 12. Los conceptos calificados con un asterisco presentan problemas genéticos o bien terminológicos y requieren la

PETROGENESIS GENERAL	AMBIENTE DE FORMACION		MEDIO LITOLOGICO	MORFOLOGIA ESTRUCTURAL SEDIMENTARIA	EDAD GEOLOGICA	DENOMINACION PETROGRAFICA	
ROCAS ORGANOGENAS Y ORGANODETRITICAS (BIOCLASTICAS) POR PRECIPITACION SILICEA BIOQUIMICA	MARINO (CONTINENTAL)		SILICEO	DEPOSITOS	MESOZOICO - CUATERNARIO	ORGANOGENAS	
	MARINO			DEPOSITOS (ACCIDENTES)	PALEOZOICO - PALEOGENO		
				DEPOSITOS			
ROCAS MINEROGENAS METASOMATICAS Y CONCRECIONES POR REEMPLAZAMIENTO Y DIFERENCIACION DIAGENETICA EN MEDIOS LITOLOGICOS SILICIFICADOS POR SOLUCIONES SILICEAS	MARINO		CALIZO	ACCIDENTES	JURASICO CRETACICO	MINERALIZADAS	
					JURASICO		
					CARBONIFERO		
					SILURICO CARBONIFERO		
					—		
	CONTINENTAL		AMBIENTES LIMNICO Y PEDOLOGICOS		CALIZO		CRETACICO - PLIOCENO
					CALIZO (YESIFERO)		CENOZOICO (NEOGENO)
					PERFILES EDAFICOS		
					ESQUISTOS GRAUVACAS		
			FORMACIONES CON HIERRO Y MANGANESO		PRECAMBRICO - PALEOZOICO		
			PERFILES EDAFICOS		(CENOZOICO)		
			CALIZO, YESIFERO, ARCILLOSO		NEOGENO - CUATERNARIO		
			AMBIENTES VOLCANICOS		ROCAS VOLCANICAS		(CENOZOICO)
CALIZO, ARCILLOSO, SILICEO							

Fig. 12 - Situación esquemática de las rocas silíceas en las principales variables de interés geológico y petrográfico

DENOMINACIONES PETROGENICAS		DENOMINACIONES PETROGRAFICAS		
		MINEROGENAS	NOMBRES PROPIOS USUALES	SINONIMOS, NOMBRES ANTIGUOS Y LOCALES
ORGANOGENAS	OPALINAS	DIATOMITA	TIERRA DE DIATOMEAS (ES, FR, AL, USA) KIESELGUR (AL) TIERRA DE INFUSORIOS, TRIPOLI, HARINA FOSIL, OPALO VEGETAL (FR) (MORONITA) (ES) (RANDANITA) (FR)	
	CUARCIFERAS	ESPONJOLITA (CHERT ESPONJOLITICO)	CHERT ESPICULAR (AG) ESPICULITA (AL)	
		RADIOLARITA (LIDITA)	CHERT DE RADIOLARIOS (AG) JASPE DE RADIOLARIOS (FR)	
MINEROGENAS	CUARCIFERAS	SILEX	PEDERNAL (ES) FLINT (ING) CHERT (USA)	
		CHAILLE	(Término excl. francés)	
		SILEXITA	CHERT CARBONIFERO (AG)	
		NOVACULITA	(COTICULA) (FR)	
		TRIPOLI*	(ROTTENSTONE) (ING)	
	OPALINAS	PORCELANITA	ARCILLITAS (FR)	
	LIMNOSILICITAS Y SILICOPELIDITOS	CUARCIFERAS	MEULIERE	SILEX MOLAR, PIEDRA MOLAR (ES, FR), LIMNO CUARCITAS (HG) PIEDRA DE MUELA, CUARZO MOLAR, SILEX CELULOSO, SILEX JASPOIDE (FR)
			HAMADAS	MEULIERES (FR)
			SILCRETAS	CUARCITA DE SUPERFICIE (AG)
			PTANITAS*	CHERT (AG)
		JASPILITAS*	CHERT, ROCAS DE HIERRO BANDEADO (AG) CUARZO BANDEADO (AL), HIERRO	
OPALINAS (CUARCIFERAS)		MADERAS SILIFICADAS	XILOPALO, OPALO XILOIDE (ES, FR) OPALO DE MADERA (AG)	
OPALINAS	LIMNOOPALITAS	MENILITA, OPALO MENILITA, SILEX MENILITA, RESINITA, NECTICO, OPALO RESINITA, OPALO NECTICO, SILEX NECTICO (FR)		
SILICITAS VOLCANICAS	SILICOVOLCANITAS O SILICOPIROCLASTITAS	OPALINAS (CUARCIFERAS)	TOBAS SILIFICADAS	SILICOVOLCANITAS, SILICOPIROCLASTITAS (HG)
		CUARCIFERAS	PORFIRIO CUARZO FELSITICO	SILICOVOLCANITAS, SILICOPIROCLASTITAS (HG)
	SILICITAS HIDROTHERMALES	CUARCIFERAS	AGATAS	HIDROCUARCITAS (HG)
		OPALINAS	HIDROPALITAS	
	GEISERITAS	CUARCIFERAS OPALINAS	GEISERITAS	

ES ESPAÑA  
AG LENGUAS ANGLOSAJONAS  
USA ESTADOS UNIDOS  
AL ALEMANIA  
FR FRANCIA  
HG HUNGRIA

discusión que presentaremos en el texto. Presentamos las acepciones terminológicas en diversos países y para cada roca en cuestión apuntaremos las discusiones terminológicas de interés. Los términos entre parentesis son acepciones locales y los que no están subrayados son términos antiguos.

El cuadro expresa una clasificación de las rocas silíceas de neoformación en función de los marcos genéticos donde se tienen presentes los ambientes de formación y los medios litológicos donde de alguna manera se contextualizan tales rocas. Según estos criterios genéticos, tendríamos en primer lugar rocas organógenas formadas por precipitación química de la sílice orgánica presente en el mismo sedimento. Generalmente formadas en ambiente marino, a veces se han indicado en medios continentales.

La denominación de las rocas queda en función del organismo generador. Se documentan depósitos muebles y coherentes o consolidados. En función de ello tendremos tierras de Diatomeas y diatomitas derivadas de las Diatomeas, Tierra de Esponjas y Esponjolas derivadas de las espículas de Esponjas y las tierras de Radiolarios y radiolaritas, derivadas de los Radiolarios por las razones que nos ocupan sólo trataremos las rocas consolidadas.

Las rocas minerógenas, caracterizadas por el predominio

de un mineral, son rocas aparecidas en un proceso de diferenciación diagenética. Contrariamente a las rocas organógenas, aparece una silicificación del medio litológico y una posterior precipitación química. Estas rocas aparecen fielmente documentadas tanto en ambientes marinos como en continentales (silicitas límnicas, silico-pedolitos y silicitas volcánicas) y los medios litológicos son muy variados (silíceo, calizo, arcilloso, margoso, sulfatado) así como sus morfologías estructurales (nódulos, bloques, depósitos). Las denominaciones de estas rocas no han partido sin embargo de los principales minerales constituyentes, existiendo en vez de ellas y en uso corriente una serie de nombres tradicionales. El término más común, **silex**, correspondiente al flint o en sentido más generalizado al **chert** típico anglosajón, es un calcedonilita que aparece tanto en ambientes marinos como continentales.

Aparte del **silex**, trataremos en los medios marinos especies tales como **chaille**, **silexita**, **novaculita**, **porcelanita** y **trípoli**. Existen aún algunos casos en que las cuestiones genéticas no están lo suficientemente clarificadas. En el caso del **trípoli**, se ha apuntado una desilificación o descalcificación de una roca silícea previa. Por otra parte, no existe en el caso de las **ftanitas** y **jaspilitas** un acuerdo tacito acerca de sus génesis. Mientras que unos autores reconocen la importancia de ciertos organismos (especialmente





Radiolarios ) y por tanto de una precipitación bioquímica, otros autores, no olvidando pero relegando dicho aporte, consideran una precipitación química en un proceso de pedogénesis en contextos de marismas o pantanos, reconociendo a ambas especies como silico-pedolitos. Atendiendo a las tendencias actuales consideraremos a estas rocas como propias de medios continentales. En medio continental consideraremos dos ambientes fundamentales, los límnicos y/o pedológicos y los volcánicos. Entre los primeros se documentan rocas bien conocidas tales como las meulières, hamadas y silcretas, como rocas cuarcíferas, generalmente acompañadas de opalitas. En estos ambientes expondremos asimismo las silicitas precámbricas y paleozoicas, tales como las mencionadas ftamitas y jaspilitas y por último la silicificación de fósiles, fundamentalmente las maderas silicificadas. En los ambientes volcánicos trataremos las silicovolcanitas, silicitas hidrotermales y geiseritas. Una síntesis de los aspectos macroscópicos y microscópicos de las distintas especies petrográficas vienen recogido en la fig. 13, lo cual junto con la figura anterior aporta una rápida visión del contenido de este capítulo.

**3.2.B. Las rocas organógenas. Rocas silíceas de origen bioquímico.**

Las rocas organógenas y organodetríticas (bioclásticas) tratan de entidades petrográficas formadas por una precipitación bioquímica a partir de la sílice presente en los caparazones de Esponjas, Diatomeas y Radiolarios fundamentalmente. Aparecen generalmente en ambientes marinos y su morfología estructural es exclusivamente de depósitos (niveles).

No existen grandes problemas terminológicos en la denominación de las rocas silíceas neogenéticas de origen orgánico y especificaremos las existentes en el momento de tratar cada facies petrográfica de nuestro interés. Este interés queda precisado lógicamente en función de las rocas consolidadas y no trataremos a continuación las rocas muebles. La exposición que sigue irá referida exclusivamente a esponjolitas, diatomitas y radiolaritas y no haremos ninguna distinción entre los abundantes materiales formados en ambientes marinos y los escasos constatados en medios continentales (diatomitas).

### 1. Esponjolitas.

Cayeux (1929) creó el término *spongolithe* a finales del siglo pasado para designar rocas constituidas por un agrupamiento de espículas de Esponjas. El término castellano

se ha traducido directamente del francés, hablándose de esponjiolitas o esponjolitas. Los autores anglosajones hablan de spicular chert para designar los materiales consolidados, frente a los materiales muebles, denominados spiculite. En Alemania se usa el término spiculit o spongolit para los materiales consolidados y porösser spiculit para los friables (Erhart, 1973; Nockolds y otros, 1979).

Las esponjolitas presentan un medio generador generalmente marino, aunque se pueden presentar ciertos casos en medios lagunares. El medio litológico es eminentemente silicioso, por el mismo contenido en restos de organismos de tal naturaleza (ocze silicioso --> tierra de Esponjas --> esponjolitas). Aparecen como materiales de Edad Primaria (Devónico), Secundaria (Jurásico y Cretácico) y a veces del Terciario Inferior y Holoceno. Las relaciones de campo afirman claramente que estas rocas no son accidentes silíceos sino que constituyen verdaderos niveles susceptibles de gran extensión, con una morfología pues de lechos. No obstante, como apuntaremos después, en su seno pueden aparecer verdaderos accidentes silíceos. Manifiestan una total ausencia de córtex. La masa aparece compacta, no laminar, rugosa al tacto y con un color verde, amarillo claro o blanco.

Las esponjolitas son esencialmente bioclásticas, literalmente acumulaciones de espículas de Esponjas. Esta

valoración microscópica es de primera instancia en el momento de identificación de la especie petrográfica que tratamos. Los análisis químicos muestran un 95-98% de  $\text{SiO}_2$  seguido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{CaO}$  principalmente. El contenido mineral esencial es ópalo y calcedonita; el cuarzo detrítico es casual o está ausente. Como minerales accesorios cabe citar la calcita y más raramente la glauconia.

En cuanto al contenido orgánico, aparece compuesto exclusivamente por espículas de Espongiarios de mar profundo (espículas monoaxonas y tetraaxonas). Sólo a veces pueden presentarse espículas calcáreas. El contenido inorgánico actúa como un cemento mineralógico reducido a su más ínfima expresión de manera que su ausencia no cambiaría el aspecto general de la roca: las espículas de Esponjas están en tal número que constituyen la arquitectura de la misma.

Este material orgánico aparece muy fragmentado y fosilizado por ópalo o calcedonita. Su canal central está a menudo ensanchado por disoluciones, mientras que en la periferia se observa un principio de transformación del cemento en sílice globular. Este cemento está formado generalmente por ópalo indiferenciado, a veces globular, por el que aparecen diseminadas pequeñas manchas difusas de calcedonia. Las trazas de placas de calcita muy recortadas testimoniarían un original cemento calcáreo.

Un desarrollo apreciable de la calcedonita entraña una destrucción parcial de los granos de ópalo globular. Este fenómeno comienza inmediatamente después de la silicificación del cemento y dará lugar a zonas "chertosas" que se refieren unívocamente a los cherts definidos por Cayeux. Dicho autor, utilizando únicamente el término para referirse al "estadio último de los accidentes silíceos en medio silicioso" (1929:421), o de otra manera, "accidente silíceo característico, por excelencia, de las rocas silíceas de origen orgánico" (1929:420), restringe enormemente la amplia acepción anglosajona. El término chert con esta acepción no ha tenido difusión ni siquiera en medios franceses (Gubler, 1961; Vatan, 1967). En líneas generales podemos referirnos a él como esponjolita si bien el contenido mineralógico opalino y sobre todo calcedoniano comienza a ser más abundante. Este proceso de envejecimiento silíceo con la consiguiente destrucción de las trazas orgánicas podía haber ocurrido de manera generalizada y podría por tanto haber sido el origen de otras rocas silíceas que ahora sin trazas orgánicas suficientes se consideran originadas por precipitación química. Este sería el caso de los "cherts de Esponjas" que tratamos y de materiales semejantes originados en antiguos depósitos de Radiolarios y Diatomeas como preconizaba Cayeux (1929). Como veremos más adelante, referente a las Radiolaritas se ha comprobado una disminución de Radiolarios en algunos materiales, entonces a veces llamados jaspes (Auboin y otros, 1968). Bramlette

(1946), asimismo, ha clasificado la génesis de las porcelanitas de la "Monterey Formation" en función de una transposición de la sílice orgánica procedente de las Diatomeas.

El medio litológico matriz de los cherts estudiados por Cayeux se trataba de una Tierra de Espongiarios. El carácter de las aguas es siempre marino. La morfología en las relaciones de campo parece inconfundible. No tratándose nunca de las concreciones típicas que veremos en posteriores accidentes siliciosos lacustres, aparecen como núcleos, bloques o a veces grandes acumulaciones, en ningún caso con córtex, con una morfología altamente, variable, contornos mal individualizados y desarrollo de protuberancias que a modo de raíces enlazan estas entidades con el medio litológico donde están plenamente inmersas. Como si estuvieran adheridas a la roca madre siliciosa, estas entidades no dan la impresión de cuerpos extranjeros (Cayeux, 1929).

Aparecen como masas diferentemente coloreadas, con presencia de un color luminoso diáfano, blanco, marrón oscuro, etc, adquiriendo en la matriz litológica un tinte azulado. El grano se presenta muy fino y su fractura es lisa y de aspecto vítreo cuando se presenta un alto contenido en calcedonia. Las cantidades de ópalo y calcedonia son causa de la opacidad y la translucencia respectivamente. Son rocas en

general macroscópicamente homogéneas (Cayeux, 1929).

En cuanto al contenido, el orgánico se compone exclusivamente de espículas de Esponjas. La mineralogía se define esencialmente a partir de la sílice: ópalo y calcedonita, con presencia de cuarzo y excepcionalmente de pseudocalcedonita y cuarzo secundario y detrítico. Los análisis químicos aportados por Cayeux anotan un porcentaje en sílice aproximadamente de un 98% y junto a él aparecen  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$  y  $CaO$ . En algunos casos, el porcentaje de  $CaO$  puede ser significativo (aproximadamente 10%), quedando entonces la sílice con un porcentaje superior al 75%. De esta composición química se deducen una serie de minerales accesorios presentes en la roca madre: glauconia, moscovita, materiales arcillosos y calcita, a veces muy bien representada (cherts calcáreos). En fin, los cherts se componen de tres elementos esenciales: espículas de Espongiarios, ópalo y calcedonita (Cayeux, 1929).

"Los restos de Espongiarios, siempre muy abundantes, aparecen en general en estado de aglomeraciones calcedonianas; las huellas de los contornos primitivos de las espículas son aún reconocibles por la disposición particular de las fibras o por diferencias en sus talles. El canal axial de las espículas subsiste a veces aislado; entonces se encuentra en el estado de ópalo o glauconita bajo forma de un rasgo simple o

subdividido en el medio de una zona calcedoniana. Ocasionalmente, las espículas han sido disueltas después de haber servido de centros de cristalización a la calcedonita, presente en fibras orientadas de manera regular alrededor de las cavidades. Otras variedades presentan numerosas espículas en ópalo, perfectamente conservadas o en vías de transformación parcial. Ello puede llevar a testimonios de ópalo absolutamente indescifrables" (Carozzi, 1953:154).

De los tres elementos esenciales, es evidente que el ópalo contribuye a la fisionomía característica de chert que tratamos (Cayeux, 1929). De tinte gris amarillento, el ópalo aparece en islotes, con contornos dentados o presentando una textura globular bien desarrollada. Aunque el ópalo está representado en todas las zonas, se presenta como una sustancia en regresión. Dejando un predominio general a la calcedonita, los islotes de ópalo aumentan de frecuencia hacia las partes externas del chert, donde se adhieren y se aíslan de las zonas calcedonianas.

Componente principal de estos cherts, la calcedonita presenta a menudo un esbozo de textura esferulítica que se resuelve en un agregado confuso de sectores de esferulitos. Colocada alrededor de las espículas o de sus huecos de disolución, se organiza en largas fibras paralelas, siempre perpendiculares a las superficies de las espículas (Carozzi,

1953:154).

Como elementos secundarios, "la cuarcina aparece a veces bajo forma de vetas o pequeños agregados fibrosos incluidos en la calcedonita. La naturaleza calcárea de la roca madre se manifiesta por los testimonios calcíticos de contornos desmenuzados, aislados en plena calcedonita (Carozzi, 1953:155). Los minerales accesorios ya presentes en la roca madre no son visibles más que en las zonas de ópalo poco o nada diferenciadas. Tales minerales parecen haber sido eliminados desde que el ópalo aparece globular y la calcedonita se desarrolla.

Se debe admitir que el cemento silíceo de las esponjolas puede establecer la medida que corresponde a cada filicación. La disolución de las espículas en el sedimento consolidado es poco probable ya que faltan siempre los espacios que resultarían de tal disolución y existe una evidente desproporción entre la masa de sílice que habría podido ser disuelta y la exigida por la silicificación. Por otra parte, la disolución de las espículas en el fondo del mar y la formación consecutiva de un gel coloidal durante la sedimentación parece ser el origen silíceo del cemento. Los cherts de Esponjas tratados últimamente serían el estado final de la silicificación: las espículas aparecen transformadas en ópalo o calcedonita. Las esponjolas, típicamente más duras

que las rocas presentes en las mismas secuencias, pueden llegar a ser porosas y friables si aparece una disolución de las espículas. (Cayeux, 1929, 1952; Carozzi, 1953; Hatch y otros, 1965; Auboin y otros, 1968; Lewarne-Sheehan, 1978).

## 2. Diatomitas.

El término diatomita o tierra de Diatomeas, se emplea en Francia como sinónimo de terres à infusoires, tripoli, farine fossile, randanite y opale vegetal. En Alemania, las denominaciones diatomeenerde o Kieselgur y en lengua anglosajona, diatomite o diatomaceous earth, como términos similares a los de Europa Oriental, denominan una roca no compacta y friables, blandas, extremadamente ligeras (gravedad específica 0,4-0,85) y muy porosa (70-90%).

Las diatomitas aparecen en todos los periodos geológicos desde el Mesozóico (Cretáceo), en medios generadores marinos y continentales, generalmente conectados con actividad volcánica. La morfología estructural de la roca es de depósito. Como el término sugiere, la diatomita consiste esencialmente de esqueletos silíceos (silice opalino) de Diatomeas microscópicas. Mineralógicamente tratan pues de ópalo fácilmente soluble, con alguna presencia de  $\text{CO}_2\text{Ca}$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$ .

Estos materiales porosos, empleados industrialmente en la actualidad como abrasivos o absorbentes no son evidentemente procesables en la tecnología prehistórica que tratamos. No obstante esta roca es de nuestro interés por cuanto se han indicado como punto genético para rocas silíceas opalinas consolidadas. Estas rocas a veces reciben la denominación de **diatomit** en Alemania y de **diatomaceous chert** en lengua anglosajona. La fácil solubilidad del ópalo en las **diatomitas** ha sido a veces considerada como origen de rocas sin presencia de trazas orgánicas. Rocas con denominaciones tales como **porcelanita**, **trípoli** (Alemania), y **opalitas** en sentido genérico (las **limnopalitas** de Hungría) o bien se han considerado derivadas de las **diatomitas** o bien se encuentran en sus mismos contextos geológicos. Estas rocas que serán tratadas posteriormente han de conceptualizarse de la misma manera que aquellos **cherts esponjolitos** de Cayeux (1929) o materiales consolidados esponjolíticos, el **spicular chert** anglosajón o la **spiculit** de lengua alemana (Carozzi, 1953; Gubler, 1961; Khvorroja, 1968; Erhart, 1973; Maurrasse, 1978; Hajos y Kövari-Gulyás, 1986).

### 3. Radiolaritas.

Estos depósitos silíceos, generados tras procesos diagenéticos en las **Tierras de Radiolarios**, presentan

actualmente relevantes problemas de clasificación y nomenclatura. Tales problemas derivan ya del desacuerdo en el proceso petrogenético de las diferentes rocas con presencia de Radiolarios, ya en las diferencias petrográficas macro y/o microscópicas entre las mismas. En líneas generales las radiolaritas son rocas formadas por una silicificación penecontemporánea de la sedimentación a partir de la disolución de la sílice contenida, en los caparazones de los Radiolarios.

El trabajo de síntesis de Cayeux (1929) diferenciaba dos conjuntos: ftánicas y radiolaritas o jaspes con Radiolarios (la denominación de lidita correspondería a una simple variedad de radiolarita). La concepción general de grupo, presencia de Radiolarios, y la consideración de estos como elementos primordiales de la petrogénesis, fué mantenida por autores posteriores (Carozzi 1953; Vatan, 1967). No obstante, existía conciencia de que estas denominaciones consagradas por el uso no se correspondían adecuadamente con la realidad petrográfica: "Numerosas radiolaritas están desprovistas de Radiolarios aunque ellas conservan su aspecto macroscópico típico" (Carozzi, 1953:141)

De esta manera, numerosos trabajos posteriores a los de Cayeux planteaban la necesidad de un ajuste terminológico que evitara confusiones en las exposiciones. El trabajo de

síntesis editado por Gubler (1961) concebía que el término de radiolarita debía definir una entidad petrográfica concreta mientras que los términos de jaspes, liditas y ftanitas expresarían variaciones de aquella a uno u otro nivel. Lombard (1956) plantea una diferencia de uso entre los términos radiolarita y jaspe que aparecerá frecuentemente en trabajos posteriores. Manteniendo características macroscópicas similares, la denominación de radiolarita (considerando a la lidita como variedad), expresaría la abundante presencia de Radiolarios mientras que el término jaspe debería utilizarse cuando ello no quede constatado. Auboin y otros (1968), pendientes ya de la terminología anglosajona, plantean asimismo una valoración similar. Consideraban una disminución del contenido en Radiolarios entre radiolaritas, jaspes y jaspilitas, estas últimas sin tal presencia. Entre las rocas silíceas con Radiolarios existirían tres entidades petrográficas fundamentales, radiolaritas, jaspes y ftanitas; los jaspes serían un conjunto petrográfico variado ya en función de la cantidad del contenido orgánico, ya de sus coloraciones y el término lidita expresaría una variedad negra de los mismos. A pesar de estas sutiles diferencias planteadas entre los términos radiolarita y jaspe, ambos términos podían y de hecho seguían utilizándose como sinónimos (Khvorova, 1968).

La separación entre jaspe y radiolarita es frecuente en

trabajos anglosajones. Pettijohn (1975), siguiendo a Tarr (1938), mantienen una separación entre el grupo de los jaspes (jaspe, japilita y el calificativo de jasperoide) y el grupo de las rocas con Radiolarios, denominadas cherts de Radiolarios como sinónimo de radiolarita. Muchas veces se ha utilizado el término chert de Radiolarios como sinónimo de radiolarita o incluso como denominación de un grupo en cuanto a la cantidad de Radiolarios presentes (Grunau, 1965; Garrison, 1979; Thurston, 1978; Konda, 1986). Otras veces, sin embargo, el término chert de Radiolarios quiere expresar una escasa presencia en tales organismos (en el anterior sentido de jaspe), en oposición a las radiolaritas (Nockolds, 1979:294).

Con respecto a las ftanitas, las concepciones de Cayeux (1929), mantenidas por autores posteriores, han cambiado de manera sustancial recientemente. Generalmente consideradas como rocas silíceas bioquímicas y de ambientes marinos, la discusión acerca de la naturaleza de los organismos presentes no ha cesado aún, a la vez que recientes análisis isotópicos anotan ambientes de formación pendientes de un complejo de agua dulce similar a bordes de pantano (Lucas y otros, 1976), ambiente adecuado para que a veces se haya considerado a las ftanitas como silíceo-pedolitos (Erhart, 1973). En definitiva, de un origen bioquímico (Radiolarios) se ha pasado a un origen químico (liberación de sílice en procesos de pedogénesis) y de

un ambiente de formación marino a otro continental lacustre. Las ftanitas por tanto serán tratadas en relación a otras rocas silíceas de origen químico y propia de medios continentales lacustres.

Ante estas perspectivas terminológicas expuestas, consideramos operativo clarificar las acepciones de que haremos uso a continuación en relación a la terminología más acorde con las realidades petrográficas. En este sentido, radiolaritas, jaspes con Radiolarios y chert de Radiolarios serían sinónimos a la vez que la lidita, sería una simple variedad. Como anotaremos a continuación, el término jaspe se ha empleado frecuentemente para rocas cuarcíferas opacas con aspecto macroscópico de coloraciones diversas, independientemente de su contenido o genética. En este apartado nos dedicamos exclusivamente a rocas que con presencia más o menos acusada de Radiolarios sean de genética bioquímica y cuya sílice proceda de tales organismos.

Las radiolaritas son rocas que aparecen a todo lo largo de toda la columna estratigráfica, desde el Cámbrico al Eoceno-Oligoceno Inferior. Aparecen fundamentalmente en el Ordoviciano, Silúrico, Devónico, Jurásico Superior y Cretácico Superior. En contextos particulares, la datación precisa de las radiolaritas plantea muchos problemas dado que los Radiolarios no son buenos indicadores cronológicos, aparte de

su escasa conservación en las rocas en cuestión, además de que muchas de las rocas asociadas plantean diversos problemas de datación, caso de las ofiolitas (Grunau, 1965).

Las rocas asociadas con las rocas silíceas con presencia de Radiolarios son muy diversas: calizas pelágicas, pizarras silíceas, areniscas, grauvacas, otras rocas clásticas, ofiolitas, rocas ígneas intermedias, tobas, brechas de toba. No obstante, la asociación con ofiolitas es tan frecuente que los casos que no la muestran son verdaderas excepciones (Mediterráneo). Grunau (1965) agrupa tales rocas asociadas en siete conjuntos: pizarras silíceas, rocas carbonatadas, clásticas, ofiolitas, turbiditas, "slumps" y olistrotomas. En función de las asociaciones con estas rocas, Grunau (1965) establece una terminología donde los prefijos dependerían de la roca o rocas asociadas (carbo, ofio, etc.) y el término siempre acabaría con el sufijo silita (carbo-silita, p. ej.).

Estas rocas son frecuentes en los eugeosinclinales de la mayor parte de los geosinclinales, principalmente en leptogeosinclinales paleozóicos y mesozóicos o en las partes eugeosinclinales de ortosinclinales. De edad paleozoica aparecen en el canal caledoniano, geosinclinales Ural, Tasmán y esporádicamente en otras cuencas paleozóicas. De época mesozóica aparecen en el geosinclinal del Tethis con dos episodios: Jurásico Superior en el Mediterráneo Occidental y

Cretácico Superior en el Próximo, Medio y Lejano Oriente, En líneas generales, las radiolaritas son frecuentes en las zonas interiores de los sistemas montañosos. El ambiente general es pues marino pelágico (Grunau, 1965).

La morfología estructural de las radiolaritas es el depósito. Lechos entre 5-20 cm. aparecen interestratificados con otras rocas de manera que se documentan series de varios centímetros de metros. Los techos de los depósitos presentan a veces estructuras tales como moldes de caja o de erosión (Nisbet y Price, 1974). Los límites superiores e inferiores de los lechos aparecen bien delimitados. No obstante no se indica la existencia de córtex en la literatura sobre el tema.

Uno de los aspectos de masa más destacados de estas rocas es la coloración. Los colores pueden ser rojo ladrillo, rojo marronáceo o marrón, rojo grisáceo o gris rojizo, rojo sanguíneo o cereza, amarillo, verde oscuro, claro o verdoso, gris blancuzco, gris oscuro, naranja, púrpura, negro, azul, etc. No obstante, la relación entre color y composición química no es bien conocida. Algunos análisis muestran que el negro sería debido a materias carbonáceas (caso de las liditas); que los tonos rojos claros acentúan su oscuridad al incrementarse el contenido en  $Fe_2O_3$  (hematita); el verde sería debido a la presencia del  $FeO$  (clorita, illita, p. ej.); el verde oscuro podría corresponderse con un alto contenido en

FeO y bajo en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Cuando las cantidades de FeO y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> son similares, el color podría ser rojo o verde, determinándose por el tamaño y densidad relativa del pigmento de coloración. Esta visión general queda de acuerdo con valoraciones más recientes (Thurston, 1972). Esta misma autora queda de acuerdo en la valoración del contraste rojo-verde y de acuerdo con un mayor contenido de SiO<sub>2</sub> para los materiales con colores mates, afirmándose en ellos una mayor presencia de Radiolarios. El origen de los minerales causantes del color es aún problemático y sólo a veces puede mostrarse que el verde procedería de las partículas ofiolíticas (Grunau, 1965) (fig. 14). Los jaspes de grano muy fino, totalmente compuestos de calcedonia y de coloraciones destacadas se emplean en joyería y decoración, utilizándose diferentes nombres en función del color: sardónice (rojo ladrillo, marronáceo, marrón pardo), carneola o cornalina (amarillento a rojo sanguínea o cereza), crisopasa (verde), lidita (negro) y safirina (azul). El color no es siempre uniforme y como en otras rocas silíceas aparecen zonaciones entre el amarillo, rojo, marrón y verde. A veces se han anotado laminaciones ritmadas (encintadas) que junto con laminación cruzada, cargas y rellenos, redes anastomadas y posibles microestilolitos son los rasgos estructurales más anotados en la literatura (Nisbet y Price, 1974; Garrison, 1974). A veces, un metamorfismo anquizonal o un proceso de brechificación produce múltiples litoclasas que produce en su conjunto piezas rectangulares con un aspecto bloqueado o

astillado. (Nockolds, 1979; Barabas, 1986; Pelikan, 1986). La dureza de las radiolaritas es siempre mayor que la de las espongiolitas y diatomitas. En general son rocas de masa muy fina y desprovistas de grano, fractura amplia y muy opacas.

Algunos análisis químicos expresan un claro predominio de Si (60-90%) frente al resto de elementos mayores:  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $TiO_2$  y  $MnO_2$  por orden de importancia.

Conforme a este predominio de la sílice, el contenido de las radiolaritas se divide esencialmente en Radiolarios (a veces el 70% de la superficie de una lámina delgada) y "cemento". Mineralógicamente, la única fase mineral silícea es la calcedonita, con una participación de elementos detríticos prácticamente nula y con alguna presencia en calcita y minerales de hierro y arcilla.

El contenido orgánico es exclusivamente de Radiolarios. En líneas generales la conservación de los mismos puede ir de uno a otro extremo en un mismo depósito (Thurston, 1972). Según este trabajo, la calidad de conservación de los materiales decrece de los rojo-oscuros a los palos, dado que en estos últimos el tamaño de cristal es mayor (cuarzo microcristalino). Las radiolaritas metamorfizadas deforma las secciones de los Radiolarios en elipses alargadas cuyo eje

mayor aparece paralelo a la estratificación. El contenido orgánico se resuelve en una confusa asociación de individuos enteros e innumerables desechos (espiculas). A luz natural los individuos intactos se presentan como puntos incoloros que bajo nicoles cruzados aparecen como nidos calcedonianos. La silueta a veces está bien marcada por granos de hematita u otro material marrón rojizo. Ciertos individuos tienen su cavidad ocupada por materia ferruginosa o por una mezcla de ésta con calcedonita o microcuarzo. La calcedonita se presenta en agregados de pequeños elementos, en fibras dispuestas en abanico y más raramente en esferolitos. A veces, los caparazones de los Radiolarios han sufrido una calcificación secundaria en relación a corrientes de turbidez. Cuando el metamorfismo ha incidido en la roca, ciertos Radiolarios se conservan en el estado de glóbulos cuarzosos con aspecto de textura cuarcítica (Cayeux, 1929; Nockolds, 1979; Thurston, 1972; Garrison, 1974).

En las radiolaritas no sometidas a metamorfismos la calcedonita es la fase mineral silícea dominante. No obstante, usualmente aparece cuarzo microgranular en los materiales más antiguos o sometidos a algún grado de metamorfismo, aparecen mosaicos comunes de cuarzo. Un metamorfismo termal puede casuar un "moteado" debido al desarrollo de esferolitos de calcedonita. Entre los minerales silíceos no se observa la menor presencia de ópalo. Todo este fondo silíceo se acompaña

principalmente de minerales ferruginosos y arcillosos. Entre los minerales ferruginosos, la materia silicea aparece finamente cristalizada. Las arcillas no son aparentes y deben estar asociadas a las ferruginosas. Aparte de estos componentes principales, se pueden observar pequeños cristales de calcita fuertemente corroídos que apenas turban la homogeneidad de estas rocas. Posiblemente antes de la recristalización metamórfica de la sílice aparece a veces un reemplazamiento por bien definidos rombos de dolomita. Esta calcitización secundaria aparece a veces en los caparazones de los Radiolarios, en posible relación con corriente de turbidez como antes anotábamos. Una última variante consiste en la adición de cantidades sustanciales de desechos volcánicos alterados de granos finos. El metamorfismo consigue transformar a las radiolaritas en otra cuyo aspecto es el de una cuarcita amigdalóide. La acentuación de los fenómenos de aplastamiento transforma las amígdalas en bandas laminadas cuarzosas sin estructura. En estas cuarcitas laminadas, la recristalización del cemento se acompaña por la eliminación casi total de los pigmentos ferruginosos. Como anotamos anteriormente, los materiales detríticos están totalmente ausentes (Cayeux, 1929; Carozzi, 1953; Thurston, 1972; Garrison, 1974; Nockolds, 1979).

El término lidita sugiere generalmente dos acepciones. En primer lugar es considerada como una simple variedad negra de

los jaspes. No obstante, en la caracterización petrográfica de las radiolaritas, las liditas aparecen como una entidad definida dentro de las mismas.

Las liditas se conocen especialmente en series carboníferas donde alternan en bancos regulares de 5 a 20 cm. de espesor con calizas y esquistos, conteniendo el conjunto frecuentes nódulos fosfatados. Contienen numerosos Radiolarios convertidos con sus caparazones en cúmulos calcedonianos. El caparazón puede estar representado por una aureola de pequeñas fibras de calcedonita mientras que al interior aparecen fibras delgadas que se apoyan contra la corona finamente cristalizada. El cemento está formado por una pasta grisácea o marrón de materias arcillosas amorfas, a veces en copos y englobando siempre numerosos puntos "chertosos". La pasta de fondo, localmente impregnada de fosfatos de cal, aparece negra a luz reflejada por la presencia de materias carbonosas muy finas. Existen algunas inclusiones diseminadas de pirita mientras que la calcita y la aukerita se presentan ocasionalmente en gránulos o en pequeños romboedros. Ciertas liditas de facies aberrante poseen un cemento de cuarzo microcristalino a la vez que abundantes materias carbonosas concentradas en cúmulos irregulares. Muchos caracteres diferencian a las liditas de las radiolaritas o jaspes. En primer lugar, las materias arcillosas son amorfas y fuertemente coloreadas en lugar de ser criptocristalinas y

débilmente tintadas. En segundo lugar, la pirita reemplaza a los óxidos de hierro, pero juega sin embargo un papel menos importante que estos últimos. En fin, las liditas se caracterizan por la presencia de fosfatos de cal, pero todo ello no altera su calidad de simples variedades de los cherts de radiolarios que tratamos (Cayeux, 1929; Carozzi, 1953).

La génesis de las radiolaritas ha sido y es tema de una discusión secular. La silicificación parece penecontemporánea de la sedimentación y pone en juego la sílice orgánica aportada por el depósito mismo. La morfología estructural de las radiolaritas sugiere la idea de que se originaron en fosas análogas a las de Insulindia o las Antillas. Una de las hipótesis sugeridas para el origen de las rocas que tratamos, la hipótesis batimétrica, plantea que las rocas en cuestión fueron fangos abisales de Radiolarios no relacionados con actividad ígnea y sedimentados bajo la profundidad de compensación de la calcita. La hipótesis volcánica-sedimentaria sugiere una procedencia de la sílice a partir de actividades volcánicas previas, dado por otra parte la constante relación de las radiolaritas con medios litológicos ofiolíticos. Los puntos de vista más recientes consideran que la deposición de fangos biogénicos siliciosos debe relacionarse con regiones de elevada productividad de plancton dependiente en última instancia de la geografía y los patrones de circulación. A pesar de que el origen de estas

rocas de Radiolarios sigue siendo aún un problema, los estudios emprendidos tras el "Deep Sea Drilling Project" han colocado la hipótesis volcánica-sedimentaria en una situación poco sostenible y a lo máximo sólo se deben mantener relaciones indirectas. Muchos de los materiales que nos ocupan presentan secciones laminadas y gradadas, sugiriendo una redeposición local de fangos de Radiolarios por corrientes de turbidez (turbiditas) (Cayeux, 1929; Carozzi, 1953; Grunau, 1965; Thurston, 1972; Garrison, 1974; Nisbet y Price, 1974).

Los cherts de Radiolarios sometidos a metamorfismos y/o brechificación pueden oponer una débil resistencia al cuarteamiento por alteración meteórica, dada la presencia de numerosos diaclasas y vetas de cementación silícea.

**2.3.C. Las rocas minerógenas. Rocas silíceas de origen químico.**

Como ya anotamos, las rocas silíceas minerógenas, caracterizadas por predominio de un mineral silíceo, son rocas formadas por metasomatismo (reemplazamiento) o tratan ya de concreciones aparecidas en un proceso de diferenciación diagenética. Contrariamente a las rocas organógenas, aparece una posterior silicificación del medio sedimentario así como una posterior diferenciación diagenética en el interior del mismo. Estas rocas se presentan fielmente documentadas tanto

en ambientes marinos como en continentales y en medios litológicos muy variados (silíceo, calizo, arcilloso, margosos, sulfatado). Las morfologías estructurales diagenéticas son concreciones nodulares o tabulares en su morfología.

Existen importantes problemas terminológicos y aunque los puntos más concretos serán comentados al tratar las diferentes facies petrográficas, debemos exponer a continuación las cuestiones más generales. Si bien Cayeux (1929) proponía denominar a estas rocas en función del principal mineral y texturas constituyentes (calcedonilitas, cuarzolitas, opalitas y cuarcinitas), ha predominado la tendencia de denominaciones a partir de términos consagrados por el uso, sobre todo en cuanto a las rocas formadas en ambientes marinos. El término más común es el de *silex*, sinónimo grosso modo en España de *pedernal*. En Francia se entiende por *silex* un grupo coherente de rocas donde el *silex* de la creta es una de las variedades, mientras que en Alemania el concepto viene referido por las palabras *feuerstein* y *hornstein* y en Gran Bretaña por *flint*, en Estados Unidos ha prevalecido la tendencia a utilizar ampliamente la palabra *chert*, a veces considerando el *flint* como una de sus variedades, otras intentando apartar dicho término del vocabulario al uso. Aparte de otros problemas terminológicos que serán tratados posteriormente, hemos de apuntar aquí que

la exposición que sigue queda ampliamente referida a las clasificaciones francesas, en las que hemos introducido otras entidades definidas por los autores anglosajones. Según ello, la exposición que sigue será ordenada en función del ambiente de formación marino o continental. Anotamos que algunas de las especies petrográficas que vamos a exponer no tienen fielmente clarificados sus procesos genéticos. Este es el caso del tripoli, ftanitas y jaspilitas.

**A. Los ambientes marinos. Un predominio de rocas cuarcíferas.**

**A.1. Medios litológicos calizos. Silex, chaille, silexita y novaculita.**

Cayeux (1929) anotaba tres clases de accidentes silíceos generados en ambientes marinos y en una matriz litológica caliza: silex de la creta, chaille y silexita. La novaculita es una entidad estudiada exclusivamente por autores anglosajones e introducida recientemente en las sistematizaciones europeas.

#### **1. Silex.**

Cayeux (1929) comenzaba a estudiar esta entidad petrográfica bajo una estricta calificación: **silex de la creta**. Sin embargo, considerando que el término tenía una acepción más amplia, es decir, accidente silicioso en cualquier depósito calcáreo, planteó estudiar bajo el término general de **silex** ciertos accidentes siliciosos siempre en medios calcáreos. Entendió entonces dos variedades principales de **silex** en función de la cristalinidad presente: **silex** de estructura criptocristalina (**silex de la creta blanca**), exclusivamente marino, y **silex** no criptocristalino (otros medios calcáreos) de ambientes marinos o continentales. El **silex de la creta** fué claramente aislado en trabajos posteriores (**silex típico** de Vatan, 1967; Carozzi, 1953), pero no ocurría así con el resto de los **silex**. Vatan (1967) no los trata y Carozzi (1953) los estudia en un vasto conjunto que agrupa a accidentes siliciosos en medios calcáreos marinos y límnicos e incluso propio de otros medios litológicos bajo la denominación de **chert** (sinónimo para dicho autor de "**silex auctorum**"). La tendencia de una denominación común para las entidades que tratamos, grupo donde el **silex de la creta** sería sólo uno de los tipos, es mantenida definitivamente por Chambre Syndicale (Gluber, 1961).

En trabajos anglosajones no se ha utilizado el término **silex**. Como grupo de accidentes siliciosos puede tener correspondencia con **chert típico**. En Gran Bretaña, el tipo de

sillex de la creta sería sinónimo de flint, término utilizado de manera generalizada en recientes trabajos de estudios geoquímicos (Fairbridge y Bourgeois, 1978), mientras que en Alemania la misma entidad viene denominada por los conceptos ya anotados de Feuerstein y Hornstein, aunque a veces este segundo término denomine a accidentes en calizas jurásicas.

Si bien el sillex de la creta aparece como una entidad petrográfica perfectamente aislada, alrededor de la misma aparece un dominio demasiado complejo. Dado que estamos tratando con rocas originadas por un fenómeno de sustitución por ión de la caliza por la sílice, la razón principal de la alta variabilidad observada correspondería directamente a la misma variabilidad de las rocas carbonatadas, su matriz litológica, además de los referente al proceso diagenético. La conservación de organismos, presencia de testimonios calcáreos y otros minerales no silíceos, en definitiva todos los aspectos del contenido, pueden variar en función de la roca caja y de la diferenciación diagenética que en ella ha sucedido. El hecho de la gran diversidad del sillex distintos a los de la creta llevaba a Cayeux a considerarlos bajo un grupo común de estructura no criptocristalina pero no se decidió a intentar ordenar toda la diversidad.

Cuanto más se aleja la roca caliza de las características propias de la creta, más persistencia opone a la

silicificación. Cayeux (1929:454) apuntaba entonces cuatro características principales y generales propias de estos sílex no criptocristalinos, es decir, no procedentes de la creta: multiplicación de elementos gruesos que guardan cierta individualidad, intervención a gran escala de diversas impurezas y existencia de numerosos vacíos engendrados por la destrucción de espículas o por descalcificación parcial. Pero como ya anotamos, Cayeux afirmaba tajantemente que "estas diferencias no son tales como para reservar el nombre de sílex solo a los accidentes silíceos de la creta blanca" (1929:454). El hecho de que el sílex procedente de otros medios pueda generalizar a veces la ausencia de córtex sería sólo una variable de carácter secundario. Entre todos ellos existe un mismo contenido mineralógico esencial.

Como entidad petrográfica, el sílex es una roca silícea neogenética formada por el reemplazamiento de medios calizos por sílice en ambientes marinos o continentales (limníticos). Esta roca minerógena sería una calcedonilita, dado el predominio de la calcedonita entre las texturas de cuarzo presentes. Estudiamos a continuación exclusivamente los sílex marinos en dos apartados. Por una parte, el sílex de la creta, por otro, el sílex de otros medios calizos.

#### 1.a. Sílex de la creta.

Este tipo de accidente silicioso, no presente en la Península Ibérica, es un caso conocido exclusivamente y fundamentalmente en el NW. de Europa. No obstante serán expuestas aquí sus características por cuanto muchas de ellas serán transferibles a los otros tipos de sílex marinos. Aunque se pueden consultar muchos trabajos centrados en aspectos concretos, las obras de síntesis más destacadas serían el trabajo de Cayeux (1929) y la obra de Shepherd (1972). El término de sílex de la creta es sinónimo de sílex típico (Francia), flint (Gran Bretaña), chert típico (USA), feuerstein (Alemania), etc.

Como ya anotamos, la matriz litológica es creta, una caliza orgánica blanca de grano fino característica del Cretácico Superior, aunque el término se aplica también a calizas similares, incluso de otras épocas (Terciario). Los accidentes silíceos que nos ocupan, originarios de un medio marino, sólo se presentan en el Cretácico Superior.

La morfología estructural de estos accidentes siliciosos, puede ser de tres tipos generales: concreciones (nodular), lechos (tabular) y vetas. Las concreciones (nódulos), siguiendo a Cayeux (1929), "presentan todas las formas posibles, con exclusión total de tipos angulosos. Pueden ser redondeados, aplastados, irregulares, tuberculosos, etc. Si se presentan en gran número, se alinean siempre siguiendo los

planos de estratificación (...). Si se alargan, lo hacen en cualquier dirección, tanto en sentido vertical, como lateralmente. El tamaño de estos nódulos así como su frecuencia están igualmente sujetos a grandes variaciones pueden presentarse todos los estadios intermedios entre el simple núcleo (...) hasta el riñón que alcanza los 20, 30, 50, cm. o incluso más. De la misma manera pueden presentarse muy diseminados o concentrados y agrupados en hileras concentradas. Estas concreciones se presentan generalmente en grupos paralelos a la estratificación y sólo excepcionalmente distribuidas en cordones oblicuos o alineados en cubetas encajados los unos con los otros" (Cayeux, 1929:430-431). La analogía formal lleva a veces a denominar a estos nódulos como riñones, nódulos con cuernos etc. Junto a nódulos duros y compactos aparecen a veces otros de aspecto terroso, porosos y muy ligeros (Trauth y otros, 1978). Una interesante concreción es la denominada paramoudra, disposición vertical cilíndrica con creta cementada en su interior (Sheperd, 1972; Clayton, 1986).

Los lechos de sílex van de simples plaquetas a tablas que pueden alcanzar incluso 2 m. de longitud. Los lechos gruesos acusan generalmente límites irregulares y sin ningún paralelismo entre las dos caras. Muestran generalmente superficies accidentadas y muy irregulares y siempre aparecen discontinuos en extensión. En todos los casos, las tablas son

siempre paralelas entre ellas así como a la estratificación general, salvo en medios turbados por rupturas de equilibrio. Sus modos direccionales dan lugar a algunos casos particulares: algunos lechos de **silex** se bifurcan o incluso se dividen en tres brazos; otros se disponen oblicuamente o en cubetas de débil extensión, combinados o no con riñones alienados en cordón. Algunas veces las tablas de **silex** presentan desarrollos nodulares adheridos a la misma por su superficie inferior o superior. Estas morfologías son debidas a la porosidad de la creta en el momento de la silicificación (Clayton, 1986). Las secuencias de **silex** y creta se consideran hoy de gran interés para las elaboraciones estratigráficas (Bromley y Ekdale, 1986; Felder, 1971, 1986; Schmid, 1975).

A veces se han señalado vetas de **silex** cortando la estratificación en cualquier ángulo. Pueden presentarse de muchas maneras: alineaciones paralelas y rectilíneas correspondientes a diaclasas oblicuas, vetas muy poco inclinadas, más o menos paralelas, y vetas muy irregulares en sus delineaciones formando una figura arboriforme irregular. Estas vetas de **silex** pueden ocupar diaclasas o desarrollarse independientemente de ellas pero nunca parecen instalarse en fallas (Cayeux, 1929).

El contacto entre el **silex** y la creta no se produce bruscamente. Tales accidentes silíceos presentan una superficie llamada a veces pátina por los geólogos, otras veces córtex, de espesor variable, textura granulada y de

tinte claro, gris blanquizco o blanco excepcionalmente rosado y de aspecto mate (Cayeux, 1930). El córtex siempre está presente en las concreciones duras y compactas, no obstante, los nódulos terrosos no presentan un límite neto con la creta (Trauth, y otros, 1978). Cuando el córtex no presenta impurezas suele tener una coloración blanca. Su textura es fina, compacta y con un aspecto porcelanado muy pronunciado o bien granulado y muy negro. En el primer caso aparece al binocular un medio continuo; en el segundo, aparecen múltiples y pequeñas cavidades. Su espesor puede variar desde menos de 1 mm. a varios centímetros. Cayeux (1929) distinguió cuatro tipos principales de córtex en los sílex de la creta, en función de su contenido mineralógico: calcedonita y sílice globular, calcedonita y ópalo aún con creta, calcedonita y ópalo en gran parte o en su totalidad desopalizado. En líneas generales y a partir de este contenido mineralógico, Cayeux elaboró dos grandes grupos: córtex silíceos y síliceo-calcáreos (Cayeux, 1929; Carrozi, 1953).

En cuanto a los caracteres físicos de masa, los sílex se presentan como rocas muy duras. Su densidad se sitúa entre 2,57 y 2,67. El color ofrece una gama de tintes entre el negro y el gris blanquizco, con tonos nunca vivos. Se conocen sílex grises marronáceos, diversos amarillos, rocas, marrones negruzcos y negros. La uniformidad de la coloración depende de la homogeneidad en su composición. Puede presentar una serie

de manchas blancuzcas más o menos extendidas o bien coloraciones zonadas con varias disposiciones. Esta zonación se presenta a veces similar a las circunvalaciones cerebrales, empleándose entonces el término de **silex cerebroides** (Rio y Chalamet, 1980). La masa general se presenta en líneas generales desprovista de grano. Sólo habría que apuntar dos diferenciaciones: la zonación o alternancia de bandas concéntricas o no y el aspecto pseudobrechoide. La fracturación ocurre generalmente en lascas con inicios de fractura de cono hertziniano, lustrosas o grasientas y raramente sin brillo. Sus filos presentan semitraslucencia. Aunque generalmente compactos, pueden aumentar su porosidad, propiedad que les permitiría ampliar su contenido en agua y así su translucencia.

Bajo el microscopio, el **silex** aparece como un mosaico incoloro que se resuelve bajo nicoles cruzados en una infinidad de pequeños gránulos. El contenido orgánico de los **silex de la creta** comprende una infima parte, a veces nula, del total de la roca. Su composición mineralógica esencial es sílice bajo las formas de calcedonia y ópalo. Atendiendo a los análisis geoquímicos, el contenido de los **silex de la creta** está dominado por un porcentaje de sílice entre el 90-96%. Junto a ella aparece  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$  y otros compuestos. Actualmente se poseen numerosos análisis geoquímicos de los **silex de la creta** e incluso son abundantes los análisis

destinados a la detección de elementos traza para fines esencialmente de caracterización de tales rocas como materias primas prehistóricas. Tal caracterización ha puesto en evidencia que en numerosas ocasiones se pueden presentar diferenciaciones en el contenido de elementos traza entre afloramientos de una misma formación geológica.

El contenido orgánico de los sílex de la creta es el mejor conocido de entre todas las rocas silíceas neogenéticas, fundamentalmente en cuanto a los numerosos fósiles excepcionalmente conservados en estado de materia orgánica (Dinoflagelados, Acritarcos, pólenes y esporas fundamentalmente). A partir de este hecho, el interés de las escuelas paleontológicas alemana y francesa en los sílex de la creta se deja sentir hasta la fecha (Deflandre, 1934, 1935a, 1936b, 1937, 1941; Foucher, 1971, 1972, 1974, 1976a, 1976b, 1976; Mauger, 1984; Valensi, 1955a, 1957; Wetzel, O. 1933, 1960; Wetzel, W. 1921).

El contenido orgánico de la masa silícea puede cifrarse en una serie de especímenes muy seguros (Espongiarios, Dinoflagelados, Acritarcos y cocolitos), frecuentes (Foraminíferos y Briozoos), posibles (pólenes y esporas), raros (Gasterópodos, Lamelibranquios, Equinodermos) y muy raros (Diatomeas, otras algas, Radiolarios, Madréporas, etc.). En líneas generales dominan las espículas de Espongiarios,

casi siempre desprovistas de canal axial, y siempre en calcedonita, con las fibras dispuestas radialmente de cualquier manera. Son bastante extraños los restos de Foraminíferos, igualmente calcedonianos y caracterizados por una cristalización orientada o desordenada pero mayor que la del cemento. Los prismas de *Inoceramus* (Bivalvos) y los caparazones de Equinodermos se indican por una diferencia en la cristalización de la calcedonia, si bien su estructura no se ha conservado.

Un examen desde el punto de vista mineralógico permite poner en evidencia la textura fibrosa de la calcedonita, pudiendo dar lugar ocasionalmente a "abanicos" o esferolitos asociados a pequeños agregados de cuarzo. Sin embargo, la textura criptocristalina es general y debe sus principales propiedades a la presencia accesoria del ópalo. Esta forma mineral forma muy a menudo puntualizaciones uniformemente extendidas en el medio criptocristalino o en los organismos, donde contribuye a veces a revelar su presencia. El ópalo puede desarrollarse aún más ampliamente en "capas" separadas por zonas calcedonianas o en zonas de extensión variable y de contornos difusos. En fin, puede concentrarse en agrupaciones de estructura zonada o a veces globular. Los *silex* zonados están constituidos por alternancias de capas opalinas y calcedonianas exentas o casi exentas de ópalo. En las primeras, los residuos orgánicos son abundantes y están bien

conservados mientras que en las capas con predominio calcedoniano las estructuras orgánicas están casi siempre eclipsadas (Cayeux, 1929).

Calcedonia, ópalo y cuarzo microcristalino son pues las fases minerales presentes. Observada al M.E.B., la textura de superficie o nanopetrografía se presenta regular y continua. La sílice se presenta bajo tres formas principales; a) glóbulos pequeños (0,2-0,5  $\mu$ .) groseramente esféricos que pueden constituir grandes plagas o estar dispersos y rodear a formas escamosas. Estos glóbulos tratan de ópalo y se resuelven en varillas (1  $\mu$ .), plaquetas hexagonales (0,2  $\mu$ .), hojitas (muchas micras) y listones o traviesas (1  $\mu$ . aprox.). Mientras que las varillas parecen tratarse de ópalo amorfo, las otras formas presentan diagramas de difracción correspondientes a ópalo penecristalino, similares a los de la tridimita (ópalo C, Ct o A). b) Las escamas que a veces se ven rodeadas por ópalo tratan de calcedonilita. Tales escamas son generalmente cortas ( $\approx$  10-25  $\mu$ .) y su superficie es lisa o granulosa. c) Acumulaciones de cristales xenomorfos bien circunscritos. Sus dimensiones son grandes (20-50  $\mu$ .) y se identifican como cuarcina (Aubry y otros, 1975); Trauth y otros, 1978).

Los sílex se alejan del tipo criptocristalino normal por la inclusión de elementos no silíceos, particularmente por la

presencia de testimonios calcáreos que puede conferirles un aspecto pseudobrechoide. Estos restos de creta, generalmente individualizables a simple vista, están regularmente distribuidos en la masa del sílex. Otras veces los testimonios calcáreos han conservado su individualidad y aparecen como manchas blancas "nubosas" con contornos netamente delimitados. Estos testimonios no reaccionan a los ácidos ya que por lo menos su periferia se encuentra ya bien silicificada. A veces se presencia una zona central donde el testimonio de creta permanece intacto. Este fenómeno permite concebir a los sílex que los presentan como variedades de silicificación inacabada (Carozzi, 1953:160-161). Aparte de estos relictos calizos, Cayeux anota glauconia, fosfatos de cal y compuestos ferruginosos (1929:441).

Algunos sílex desarrollados en cretas fosfatadas y mangesianas presentan una serie de características particulares. La frecuente textura grosera de las cretas fosfatadas se refleja directamente en sílex. Su calcedonia presenta fibras en abanico y esbozos de esferulitos. Todas las partes calcáreas que han subsistido en los testimonios fosfatados han llegado a ser calcedonianas, pero nunca el fosfato de cal ha sido transformado. Este tipo de sílex se separa ya del de la creta normal pues su "grano" es visible al ojo y es difícil desgajarlo de la roca matriz. Anuncia así las características del otro grupo de sílex desarrollado en medios

calcáreos o calcáreo-arcillosos distintos de la creta.

Las cretas magnesianas revelan que su dolomitización ha sido acompañada por una destrucción total de los organismos que presentaban. Esta ausencia de organismos es total si la metamorfosis es completa; si ésta es parcial subsisten testimonios de creta. El córtex no presenta ninguna característica transicional entre la roca matriz dolomitizada y la masa silícea ya que la formación de ésta y de su córtex es anterior a la dolomitización. Se pueden observar ciertos rasgos transicionales cuando el final de la silicificación coincide con el comienzo de la dolomitización (Carozzi, 1953:161).

#### 1.b. Sílex de otros medios calcáreos y marinos.

Ya hemos apuntado algunas cuestiones generales acerca de este poco sistematizado grupo. Cayeux los introducía a todos bajo la denominación genérica de "sílex de estructura no criptocristalina" (1929:448). Anotaba que la diferencia fundamental con respecto de los sílex de la creta radicaba sin duda en las calizas reemplazadas, generalmente de texturas más groseras que la creta. De tal manera, cuanto más se separaba el medio calizo de la creta, mayor oposición presentaba ésta al reemplazamiento silíceo. El contraste radica pues en la

roca caja, creta, otras calizas, y no en la edad de los sílex. Cayeux (1929:448) apuntaba sílex cretáceos subordinados a calizas no cretosas y similares a los sílex generalizados en el Jurásico. Y viceversa, Valensi (1953:79) apunta sílex jurásicos similares a los sílex de la creta. En líneas generales estamos ante el grupo de materiales denominados hornstein en lengua alemana.

Cayeux (1929:454) apuntaba cuatro características generales de estos sílex que los diferenciaban de los sílex de la creta, características ya anotadas pero convenientes de recordar aquí: multiplicación e importancia de testimonios calcáneos, falta de asimilación de elementos groseros que guardan cierta individualidad, intervención a gran escala de diversas impurezas y existencia de numerosos huecos engendrados tras una alteración consistente en destrucción de espículas o descalcificación parcial.

La gran diversidad presentes en las series estratigráficas calizas reemplazadas llevaba a una amplia diversidad de facies. Esto lleva a grandes variaciones en los caracteres de masa (coloración, transparencia, tamaño de partícula, brillo, fracturación), rasgos estructurales y contenido mineralógico y orgánico. Junto a estructuras homogéneas aparecen estructuras heterogéneas. La zonación aparece de manera frecuente ya a nivel macroscópico o

microscópico. Estas diversas heterogeneidades llevaban a Cayeux a abandonar cualquier intento de síntesis. De esta manera, en el trabajo de dicho autor así como en los aparecidos hasta la fecha se utilizan términos que aunque especifican alguna de las características más destacadas en los sílex bajo estudio, no se prestan a clasificaciones coherentes.

Sílex denominados en función de su color, de su contenido (sílex pseudobrechoides, sílex con inclusiones detríticas, sílex oolíticos, sílex sapropélicos, sílex fosilíferos-Radiolarios, Esponjas, etc.), de su estructura (sílex inacabados, sílex zonados-bandeados, encintados, etc.) no aparecen evidentemente como denominaciones aptas para clasificaciones guiadas por un eje concreto.

Estos sílex de medios calizos marinos son de edad fundamentalmente jurásica, aunque como anotábamos pueden presentarse en el cretáceo subordinados a calizas no cretosas. La morfología estructural es la misma que la ya descrita para los sílex de la creta (nódulos y lechos), aunque no aparecen documentadas las vetas (Cayeux, 1929:448). Apuntes extensos de la morfología estructural de estos sílex puede consultarse en Valensi (1953:80-81) y Steinitz (1981). Ambos autores documentan asimismo la presencia de brechas intraformacionales, donde se nos presentan fragmentos

angulosos de **silex**. Las concreciones o lechos pueden presentarse muy adheridos a la roca matriz y la presencia de córtex no es imprescindible.

Las características de masa pueden variar en gran medida, caso expreso de la coloración. En líneas generales, con una densidad inferior a los **silex** de la creta (2,50-2,60), existe una tendencia a la opacidad (mayor presencia de ópalo y a una textura granulosa o grosera, con frecuentes relictos de la roca matriz (restos calizos, orgánicos, minerales diversos, etc.) e incluso de su textura (oolítica, p. ej.) debido a un escaso grado de epigenización.

La composición química de estos **silex** no ha sido un tema tan frecuentemente estudiado como en el caso de los **silex** de la creta. A modo de ejemplo anotamos aquí los resultados del análisis efectuado sobre **silex** de edad aptiense (Cretácico) (Nacher, 1984). La secuencia de los elementos mayores (%) es: Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, Na, P, S, C y H. Los elementos traza presentes (ppm) son Fe, Cu, Zn, Au, Ag, Cr, Sb, Sn, Co, Sc, Sm, La, Ce, U, Th, Hg, Ba, Cs, Rb, y Lu, presentándose diferencias entre las muestras de los diferentes afloramientos considerados.

La calcedonia, cuarzo, ópalo y el cuarzo granular son las fases y texturas minerales silíceas presentes. La

calcedonia se organiza en fibras alrededor de pequeñas bandas calcáreas que representan a Equinodermos y Lamelibranquios, mientras que alrededor de las espículas de Esponjas la calcedonia aparece en agregados esferulíticos. Entre otros minerales, Ca, determinarían la calcita; el Fe estará presente como óxidos e hidróxidos y la presencia de Al y K implicaría la existencia de minerales de arcilla. Las inclusiones calcáreas, frecuentemente bien visibles a simple vista, aparecen recortadas y formadas a menudo por organismos parcialmente corroídos. La presencia de estos relictos aumenta hacia la periferia de los nódulos y asegura un paso gradual y adherencia a la roca madre. Algunas veces se documentan romboedros de calcita secundaria distribuidos irregularmente o en agregados, presentándose calcedonia entre los huecos de contacto. En presencia de minerales detríticos pueden presentarse cuarzo, glauconia y mica (moscovita). La mayor parte de estas inclusiones detríticas, como las calizas, han conservado una orientación paralela a la estratificación; algunas veces sin embargo tal orientación ha sido dislocada tras un desplazamiento acaecido tras el desarrollo de las fibras de calcedonia.

El contenido orgánico de estos sílex tampoco ha disfrutado de la atención prestada a los sílex de la creta. Un rango general a destacar es la diversidad cualitativa y cuantitativa entre sílex de diferentes épocas y facies.

(Valensi, 1953). Se han señalado una amplia diversidad: aparecen como fósiles frecuentes los Foraminíferos, Briozoos y Equinodermos (Crinoideos y Equinidos); son posibles y a veces se presentan abundantemente los Radiolarios, Espongiarios, Gastotérpodos, Lameribranquios, Artrópodos (Ostracados), Dinoflagelados, Acritarcos diversas algas, coccolitofóridos (coccolitos), pólenes, esporas y materia orgánica, a veces referida como sapropel; son extraños los Madreporarios, Anélidos y Braquiópodos entre otros (Valensi, 1953; 1955; Masson, 1979). En función de este contenido orgánico aparecen a veces términos como **silex fosilíferos** y en función del fósil predominante o ya por la elevada presencia de materia orgánica (**silex sapropélicos**).

Habría que anotar una serie de **silex nodulares** o en lechos que presentan cuarzo cristalino granular debido a un metamorfismo general que ha cambiado completamente la constitución mineralógica (**silex metamórficos** o **metacherts**). De fractura fina y granulosa y en un imperfecto estado de agregación, la roca se muestra convertida en una cuarcita típica de granos pequeños o medianos, sin documentar ningún resto orgánico (Cayeux, 1929:491; Jones y Knauth, 1979).

El origen del **silex** ha sido enfocado corrientemente a partir de tres teorías. La teoría singenética planteaba que la

silice fué depositada como una masa gelatinosa sobre el suelo del mar. La teoría penecontemporánea sugiere que la silice se acumuló más tarde en niveles profundos bajo la superficie del suelo marino, donde el ooze se transformaba gradualmente en las calizas donde actualmente se encuentra el sillex. Se trata pues de considerar un origen diagenético. Por último, la teoría epigenética plantea que el sillex se originaría tras la filtración de soluciones silíceas en la creta ya formada y emergida (Shepherd, 1972:68-107; Ross, 1971).

En líneas generales podemos considerar que la silicificación del depósito es penecontemporánea de la deposición, si consideramos silice opalina procedente de organismos siliciosos. La formación de huecos en la caliza por la disolución de fósiles y de la matriz micrítica de la roca da entrada a la silice que rellena los huecos precipitando en forma de cuarzo (microcristalino o fibroso).

No obstante, paralelamente acaece un reemplazamiento de la matriz caliza directamente por cuarzo y ópalo. En este último caso, los frentes de ataque opalinos pueden presentarse irregulares o bruscos. A ello sucede una transformación de ópalo en cuarzo (proceso de envejecimiento) a partir de varios centros. Esta transformación es de tendencia exógena, indicándose núcleos cuarcíferos y periferias opalinas (córtez), aunque a veces se conservan núcleos muy calizos,

indicándose en este caso tendencias endógenas de transformación (Cayeux, 1929). En resumen, el ópalo biogénico puede cristalizar directamente en calcedonia, disolverse para precipitar posteriormente en los huecos de la caliza (cuarzo) o reemplaza la caliza por cuarzo o por esférulas de cristobalita-tridimita (ópalo) por medio de un silicato de calcio. Este ópalo puede evolucionar posteriormente a cuarzo. Tras estos acontecimientos, escasos ejemplos mostrarían una incidencia del metamorfismo. La fig. 15 expresa gráficamente estas ideas (Cayeux, 1929; Buurman y Van Der Plas, 1971; Leclaire y otros, 1973; Vila Boas, 1975; Rio, 1978).

La alteración de los sílex da lugar a diversas facies de alteritas, mejor conocidas en los casos de las alteritas derivadas de los sílex de la creta, caso de las denominaciones arcillas con sílex, Cayeux (1929) presentaba a sílex cariados (sílex cariés) procedentes de las arcillas con sílex como fruto de una meteorización diferencial acaecida tras disolución. La disolución diferencial produce descalcificación (disolución de relictos calizos) y desilicificación, ya por desoplazación o disolución diferencial las texturas minerales de cuarzo. La eficacia de la disolución decrece en la serie ópalo-formas fibrosas de cuarzo-formas microcristalinas de cuarzo (Aubry y otros, 1975; Vila Boas, 1975; Trauth y otros, 1978). Estas disoluciones diferenciales ponen asimismo de relieve la composición de la roca, mostrándose la misma en

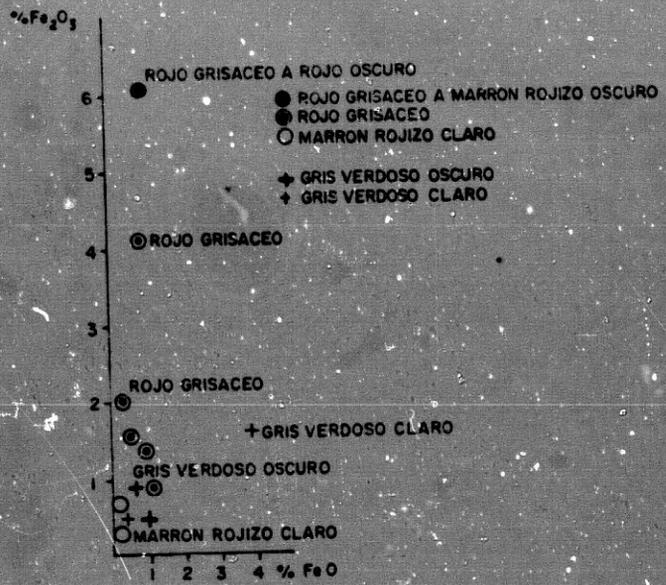


Fig. 14\_ Contenido de óxidos ferroso-férricos en relación al color (Grunan, 1963, fig. 6).

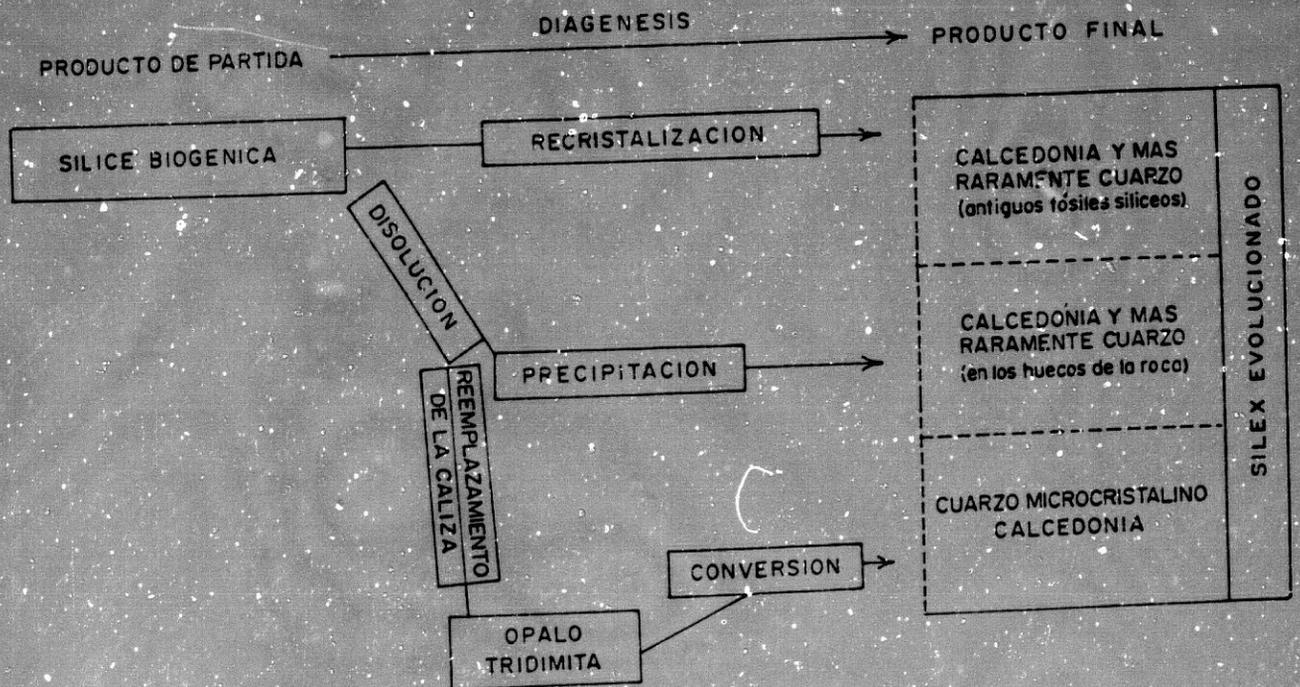


Fig. 15\_ Esquema de evolución diagenética del sílex de la creta (según Vila Boas, 1975, fig. 21).

serie de bandas donde alternativamente aparecen poros de disolución de la caliza. Estos contextos de alteración hacen a la vez posible una fluctuación del contenido de elementos-traza, constatándose una mayor entrada de los mismos a partir del Sr (Pomerol y Riveline-Bauer, 1967; Thiry, 1973; Vila Boas, 1975; Aubry y otros, 1975; Dewolf, 1976; Thiry y otros, 1977; Trauth y otros, 1978; Catt, 1986; Curry, 1986; Gibbard, 1986; Briggs, 1986). Shepherd (1972:108-144) expone ampliamente las texturas de superficie de los sílex de la creta en depósitos residuales o en depósitos que reflejan un mayor transporte (depósitos secundarios): patinaciones, decoloraciones, lustres, etc. En la segunda parte de este capítulo aparece una amplia exposición de estos caracteres superficiales de alteración esencialmente respecto al sílex.

#### 1.c. Hacia una clasificación de los sílex marinos.

Fuera del contraste entre sílex de la creta y sílex de otros medios calizos, no existe ningún otro desarrollo en la clasificación de estos accidentes silíceos marinos. La marcada diferencia entre la creta y otras calizas es la base que ha facilitado tal diferenciación. Consideramos sin embargo que estas calizas distintas a la creta son evidentemente clasificables y que ello debería tenerse muy presente en el momento de clasificación de estos otros sílex. Las diferencias

de formación, edad de las series sedimentarias, de facies entre los afloramientos de una misma formación, edad, así como la zonación, como fenómeno general presente en los sílex y debida fundamentalmente y entre otras cuestiones de carácter diagenético a la heterogeneidad de la misma serie estratigráfica caliza reemplazada, quedan expresadas en su conjunto en las características globales de las rocas madre.

Si bien existen claras diferencias entre sílex de la creta y los de otros medios calizos marinos, ya anotamos como ciertos sílex jurásicos son similares a los de la creta. Los sílex de la creta, además, no son totalmente homogéneos y a menudo existen diferencias de facie, frecuentemente reflejadas en la coloración entre otras características de masa (algunas estructuras zonadas), así como en la composición química (elementos traza). La variación en los sílex de otros medios calizos es mucho más relevante e incluso en un mismo afloramiento pueden presentarse diversas entidades petrográficas, diferentes en morfologías estructurales, caracteres de masa, rasgos estructurales, contenido y texturas mineralógicas. Como hemos anotado, las denominaciones de estos sílex quedaron de acuerdo con el carácter de cualquier tipo que los diferencie más claramente. Otras veces la denominación va exclusivamente referida a edad o formación geológica y seguida de extensas descripciones petrográficas. Este proceder puede ser muy fructífero cuando tales agrupaciones aúnen una

caracterización petrográfica homogénea a todos los niveles. Además, estas descripciones petrográficas pueden utilizar otros calificativos aprobados por el amplio uso y que anotamos posteriormente.

La infensificación en el estudio de estos **silex** marinos, como ocurre con el resto de las rocas silíceas, podría llegar a clasificaciones petrográficas estrechamente relacionadas con petrogénesis y por lo tanto con las calizas reemplazadas y procesos diagenéticos. La denominación del **silex de la creta** a veces como **silex típico** y el parecido entre éste y otros jurásicos sería un primer caso donde las características petrográficas se elevan como eje clasificador relacionadas evidentemente con similares rocas madre. Por el momento sólo podemos presentar un panorama donde indistintamente se adoptan términos derivados de la relevancia de las formaciones, edades geológicas y locativos, rocas caja reemplazadas, morfología estructural, caracteres de masa, rasgos estructurales, contenido, minerales y mineralógicas.

#### a. Los aspectos de la geología sedimentaria.

##### 1. Formaciones, edades geológicas y locativos.

Los términos más generales para calificar los sílex marinos jurásicos y cretácicos parte de la misma denominación de la formación o edad geológica donde se incluyen. Generalmente son calificativos que incluyen diversas variaciones petrográficas incluso macroscópicas. Ejemplos: sílex semonienses, jurásicos, sílex de la Cuenca de París, sílex del Grand-Pressigny, etc.

## 2. Rocas caja reemplazadas. Las calizas.

Como ya hemos anotado repetidas veces, uno de los términos más extendidos de esta especie petrográfica, **sílex de la creta** queda referido a la roca caliza reemplazada. Aparte de esta denominación, no existen otras guiadas por la misma idea y sólo el término caliza especifica a veces seguido de la denominación de las formaciones, edad geológica o locativo. Sin embargo, hemos considerado anteriormente que las rocas calizas reemplazadas deben jugar un importante papel en las terminologías que nos ocupa, dado por otra parte la posibilidad de su clasificación así como los reconocidos términos que existen para su identificación.

## 3. Morfología estructural sedimentaria.

Bajo este aspecto sedimentario se emplea a veces términos como sílex nodular o tabular, fundamentalmente en literatura anglosajona (nódular y bedded chert). Referido a este aspecto morfológico, un nuevo término, **sílex brechoide**, viene a referirse, como hemos anotado a algunas brechas de **sílex** de edad jurásica y de naturaleza intraformacional. Si bien no se indican en la literatura disponible diferencias significativas en cuanto a la presencia de las distintas morfologías (las brechas de los **sílex jurásicos** y las vetas de la **sílex de la creta** serían excepcionales), la presencia ausencia de córtex si se ha anotado como una variable significativa: todos los **sílex de la creta** presentan córtex pero no todos los **sílex** subordinados a las otras calizas.

## b. Los aspectos de la petrología sedimentaria.

### 1. Caracteres de masa.

La densidad, color, tamaño de partícula, fractura, brillo y transparencia son características generales que muy frecuentemente se prestan a diferenciaciones netas entre los **sílex**. De esta manera, entre los **sílex típicos** (**sílex de la creta** y similares jurásicos) y el resto de **sílex** aparecen los siguientes contrastes generales: densidad 2,57-67/2,50-2,60

coloración más homogénea/menos homogénea; fractura kertciniana típica/frecuentemente discontinua; ausencia de relictos de la roca-caja/presencia de frecuentes relictos no silicificados que a menudo dan aspecto de fábrica diagenética de reemplazamiento grosero; transparencia elevada/opacidad. A pesar de estos contrastes, estos se presentan con tanta variabilidad que no parece posible que se muestren adecuados para calificaciones terminológicas de relevancia. De entre todas estas características, el color es el rasgo más frecuentemente usado como calificativo más descriptivo. Sin embargo, la común variación asimismo de este carácter aún en un mismo afloramiento no posibilita homogeneizaciones terminológicas. No obstante, algunas calificaciones en este sentido han sido provechosas, caso del *silex chocolate* polaco.

## 2. La estructura petrográfica. La zonación.

Los rasgos estructurales primarios o secundarios, propiamente diagenéticos, han sido escasamente tratados en la literatura disponible. Sin embargo, uno de los fenómenos implicados, generalmente descrito como zonación, tiene una relevante importancia en el tema que tratamos. En líneas generales, el término zonación expresaría la variación espacial en el contenido de la roca. Presente asimismo en otras rocas silíceas neogenéticas, la zonación puede

expresarse a nivel macro o microscópico. A nivel macroscópico, la distribución diferencial de los elementos quedaría reflejada en las características de masa y es al respecto de estas características, esencialmente en cuanto a coloración, como generalmente se describe la zonación. A menudo dicha zonación, especialmente los bandeados concéntricos, son explicativos como un fenómeno Liesegang. De tal manera, la zonación reflejada en la estructura de la roca queda contrapuesta a una estructura homogénea o uniforme.

Diferentes términos expresan la morfoloía de la zonación manifestada en la distribución del color: **silex compuestos**, bandeados, laminados, encintados, etc. En líneas generales, estructuras zonadas se han destacado desde el punto de vista de su resolución macroscópica. Cuando la resolución macroscópica permite observar adecuadamente las distintas zonas o bandas. Ejemplos conocidos de este caso serían los nódulos con variación de coloración desde su núcleo hacia la periferia, con presencia de bandas concéntricas generalmente superiores a 1 cm. Casos similares aparecen asimismo en las formas tabulares. No obstante, otras veces la zonación presenta un ritmo más frecuente de manera que aparece a modo de pequeñas láminas o zonas presentándose para ello los términos de **silex cerebroide** (zonación irregular), **encintado** ("rubane" en la literatura francesa), moteado ("spotted", en la lengua inglesa), etc (Masson, 1979; Rio y Chalamet, 1980).

La descripción de sílex zonados no es frecuente en la literatura sobre el tema a pesar de que tales estructuras son corrientes. Cayeux considerando que los sílex bandeados bipartitos parecían estar formados en dos tiempos, los denomina sílex compuestos (1929:485-491). En los mismos sílex de la creta, Cayeux describió una estructura zonada simple que consistía en una alternancia de zonas claras, color gris o gris blancuzco, opacas y zonas diáfanos más oscuras. Cayeux comprobó que la concentración de sílice monorefrige antes en unas zonas y su rarefacción en otras explicarían la estructura zonal en todos sus detalles. Las primeras bandas presentaban un mayor contenido en ópalo junto con la mayor posibilidad de conservación de restos orgánicos. Los segundos presentarían un mayor contenido en calcadonia (Cayeux, 1929:441-443; Valeri, 1953:83). Las estructuras zonadas son frecuentemente analizadas en la literatura pero raras veces se dan a conocer estudios petrográficos de las mismas. Una excepción es el intento de descripción de las estructuras de bandeados concéntricos que presentan los nódulos de sílex jurásico de las Montañas de Holy Cross (Polonia Central) (Michniak y Budziszewski, 1986). Las zonas o bandas se distinguen fundamentalmente por su color aunque también se aprecian diferencias en cuanto a fracturación y transparencia. Generalmente, las zonas se disponen concéntricamente pero no ocurre siempre así, apareciendo a veces irregularidades en su disposición. De tal manera, las combinaciones entre las cuatro zonas destacadas

macroscópicamente pueden ser muy diversas. Sin embargo y a pesar de las claras diferencias macroscópicas, la comprensión de los hechos subrayados parecían difícil por cuanto no se clarificaron distintos contenidos mineralógicos a rayos X a no ser un diferencial contenido en agua que tras las anotaciones de Cayeux expresadas anteriormente podrían comprenderse con un asimismo diferencial contenido en ópalo. De esta manera, los autores mencionados consideran al agua como restos no movilizados de una fase silícea originalmente presente, dado que los análisis de rayos X documentaban exclusivamente cuarzo en todas las zonas (Michniak y Budziszewski, 1980:213).

### 3. El contenido y su organización.

#### 3.a. Los relictos de la roca caja.

Los diferentes constituyentes orgánicos y mineralógicos de los sílex pueden permitir alguna diferenciación que avale denominaciones concretas. No obstante, hay que tener presente que la zonación es asimismo un hecho presente a nivel microscópico (Masson, 1979) y puede ser en sí mismo un hecho que facilite la caracterización. En su conjunto podríamos hablar de los aspectos orgánicos y mineralógicos del contenido. Al respecto del contenido orgánico se ha hablado a

veces de sílex fosilíferos y en relación al contenido mineralógico o no orgánico se han anotado sílex pseudobrechoides con inclusiones detríticas, inacabados y oolíticos.

#### Sílex fosilíferos.

Valensi utiliza frecuentemente este calificativo para sílex con alto contenido orgánico (sílex de Foraminíferos, etc.) y siempre para distinguirlos de conjuntos de sílex no fosilíferos (Valensi, 1953, 1955).

#### Sílex sapropélicos.

A veces, la presencia de materias orgánicas visibles macroscópicamente queda referida como sapropel. Originado a partir de restos animales o vegetales y transformados bioquímicamente a modo de carbón húmico, puede contener materias orgánicas junto con caliza, azufre y hierro (Lombard, 1956; Marcher, 1962).

#### Sílex pseudobrechoides.

Numerosos **silex** reflejan y mantienen características propias de la roca madre reemplazada a modo de relictos. Cayeux quería referirse a entidades petrográficas con una visible presencia de testimonios de creta. En un sentido más amplio, la denominación podría extenderse a entidades similares con alto contenido de inclusiones o relictos calcáreos. La presencia de estos relictos era explicada a partir de un carácter inacabado (Cayeux, 1929:444-445).

#### **Silex inacabados.**

El carácter inacabado se mostraba ahora a un nivel de mayor amplitud, es decir, estructural. Cayeux planteaba la existencia de **silex** con un interior no silíceo ocupado por creta con abundantes restos orgánicos no silicificados o por restos de Esponjas. Este carácter inacabado se presentaba tanto en las concrecciones nodulares como en las tabulares (Cayeux, 1929:473-478).

#### **Silex con inclusiones detríticas.**

Este carácter aparece a veces muy relevante en **silex** procedentes de medios calizos distintos a los de la creta.

### Silex oolíticos.

Este carácter es ampliamente conocido y muy relevante para identificar silex especialmente jurásicos. La textura de la caliza permanece tras el reemplazamiento. La presencia de oolitos puede ser zonal incluso en una entidad particular y depende evidentemente de la distribución de los oolitos en la roca caja. En líneas generales, en las calizas oolíticas silicificadas están presentes el ópalo y el cuarzo, principalmente la calcedonita. La presencia de testimonios calcáreos, a veces más de la mitad de los cuerpos oolíticos, la presencia de otras inclusiones ordenadas o no, son, entre otros, factores de variabilidad que posibilitarían hacer distinciones incluso en el interior de este grupo de silex oolíticos.

Cayeux apuntaba varias fisiografías petrográficas que aparecían en una misma preparación, ejemplo suficiente de la importancia de la zonación a nivel microscópico. 1) El desarrollo fibroso de la calcedonita semejante al del cemento, había borrado la presencia de oolitos; 2) la calcedonita se dispone radialmente en función de estructura del oolito; 3) la calcedonita muestra mayor cristalización que en el cemento pero sin mostrar la menor ordenación de sus fibras; 4) la calcedonita engendra a expensas de los oolitos una textura esferulítica completa o no; 5) la calcedonita puede combinarse

con el cuarzo microcristalino, apareciendo éste en el centro del oolito. A veces, la silueta y estructura concéntrica del oolito podía estar marcada por la presencia de impurezas (Cayeux, 1929:452-453).

Valensi (1953:81-84) ha descrito una serie de **silex** oolíticos del Jurásico Medio, mostrándonos diversos estadios de la silicificación de los oolitos:

a. En un primer estadio aparece una caliza oolítica silicificada donde los oolitos calcáreos están unidos por un cemento más o menos calcedoniano. Este estadio es difícil de documentar y aparece extrañamente en la extensión de todo un nódulo, siendo más frecuentemente observado en la periferia de los nódulos como plagas aisladas.

b. En un segundo estadio, la silicificación ha transformado completamente el cemento, corroyendo los testimonios calcáreos, aunque respeta aún los oolitos y desechos más groseros.

c. En un tercer estadio estos relictos más groseros son cada vez más extraños. La silicificación comienza a menudo por la periferia de los oolitos, permaneciendo calcáreo el núcleo. Posteriormente el oolítico entero aparece como un mosaico criptocristalino más fino y oscuro que el cemento, a veces

esferulítico. A veces el centro de los oolitos aparece ocupado por cuarzo secundario.

d. En un cuarto estadio van desapareciendo las diferencias texturales entre oolíticos y cemento, de manera que el sílex tiende hacia una criptocristalinidad cada vez más homogénea.

e. En un último estadio, el sílex llega a ser totalmente criptocristalino, similar a los sílex típicos cretácicos (Valensi, 1953:81).

Carozzi y Pettijohn proporcionan otros ejemplos no anotados de silicificación de oolitos. A veces es un grano de cuarzo detrítico el que ocupa el núcleo del oolito, rodeado por una cinta de cuarzo secundario y apareciendo finas inclusiones de calcita entre ambos cuarzos. En algunos casos, el núcleo de cuarzo aparece desplazado hacia un lado. Más frecuentemente, sin presencia de ese núcleo de cuarzo detrítico, los oolitos silicificados pueden mostrar una fábrica geopetal resultante de la remoción por disolución del núcleo central del oolito, quedando la materia insoluble desplazada hacia la zona inferior y siguiéndose entonces un relleno con cuarzo precipitado groseramente cristalizado (Carozzi, 1953:15; Pettijohn, 1975; Mangin, 1974).

### 3.b. Las fases minerales y las texturas silíceas.

Los **sillex**, como calcedonilitas, son rocas silíceas donde el predominio de las formas fibrosas de cuarzo es bien destacado. No obstante, queda anotado una mayor presencia de ópalo en los **sillex** jurásicos que en los propios de la creta. Hemos de tener presente por supuesto que este contenido mineral silíceo se debe en parte a la propia fase de evolución en que se encuentre la roca silícea. En los **sillex** de la creta pueden reconocerse cuatro facies generales en relación a este supuesto (Vila Boas, 1975:87):

- **Sillex** ricos en calcita y tridimita con cuarzo en trazas. Son **sillex** embrionados, de aspecto terroso y muy porosos.

- **Sillex** ricos en tridimita, con presencia en trazas de calcita y cuarzo.

- **Sillex** ricos en cuarzo y tridimita en proporciones variables de calcita en trazas.

- **Sillex** ricos en cuarzo microcristalino y/o fibroso con trazas de tridimita y cristobalita. Son **sillex** evolucionados, duros y vítreos.

## 2. Chailles.

El término chaille, de origen francés, aparece hoy día como una denominación aceptada por los autores franceses. Desde su definitiva fijación por Cayeux (1929), el término es recogido en diferentes obras (Carozzi, 1953; Gubler, 1961; Vatan, 1967; Auboin y otros, 1968). Sin embargo, como ya apuntaba Cayeux, se trata de accidentes silíceos "de distribución muy limitada en el tiempo y en el espacio, actualmente conocidos en el Jurásico Superior del Este y Sur de la Cuenca de París así como del Jura" (1929:491). No obstante y quizás por ello, el término no aparece en obras anglosajonas o alemanas incluso recientes (Fuchtbauer y Müller, 1970).

El medio litológico donde se presenta la roca en cuestión parece ser siempre el mismo. Se trata de "barros" finos por sus elementos calcáreos y groseros por su contenido clástico y de espículas de Espongiarios sobre todo globulares. La morfología estructural es de lechos y nódulos de un tamaño comprendido entre un simple núcleo a unidades de 0,30 m. de morfología diversa pero nunca angulosa. Nunca presentan córtex y aunque sus límites formales son francos, tal ausencia plantea un medio de continuidad con la roca matriz. Estructuralmente los nódulos aparecen muy dispersos, diseminados o concentrados en bancos. En líneas generales, los

nódulos pueden presentarse en un banco continuo que después de la descalcificación toman un aspecto "meuliériforme", refiriéndonos con ello al aspecto cavernoso que presentan las meulières cuando les acontece una descalcificación, accidente silíceo que expondremos posteriormente (Cayeux, 1929; Trauth y otros, 1978).

La masa de chaille presenta un aspecto general mate y opaco, nunca vítreo. La opacidad se rompe en los filos. Nunca aparece el aspecto vítreo en la lasca de sílex. El grano se presenta fino. Se destaca de la roca matriz por un tinte grisáceo que se vuelve amarillento hacia el interior. La zona exterior, donde aparece una mayor concentración de sílice, es siempre la más tintada. La sílice disminuye efectivamente hacia el interior, donde se multiplican los testimonios calcáreos con un aspecto similar a la roca madre. Ello prueba que la silicificación se desarrolla de manera endógena, como una verdadera concreción y explica la fuerte reacción a los ácidos y la ausencia total de córtex.

Los análisis químicos muestran una proporción en sílice entre el 35 y el 85%. Le seguirían por orden de importancia  $\text{CaO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . En líneas generales, las espículas globulares de Esponjas, especialmente espículas de Alcyonarios, suelen estar siempre presentes, alcanzando a veces el 20% de la roca. El cuarzo clástico puede presentarse

en una proporción variable. La pasta está formada por calcedonita, cuarcina, con o sin cuarzo secundario, siempre con un importante residuo calizo y un débil arcilloso. Los minerales y organismos se presentan en proporciones variables en los diferentes horizontes de **chailles** que se han utilizado como base de calcificación.

Bajo el microscopio, la materia fundamental aparece menos fina que en los **silex**. La calcedonita, en fibras dispuestas irregularmente o en abanico, es el material predominante junto con microcuarzo. La cuarcina forma agregados que se diferencian muy poco del cuarzo secundario. Existen escasas trazas de ópalo. Las espículas de Espongiarios están ampliamente distribuidas en la pasta, asociadas a los testimonios calcáreos y a los granos de cuarzo detrítico. La mayor parte han sufrido un desarrollo secundario bajo la forma de una aureola dentada. La mayoría de las espículas aparecen aún calcificadas; su silicificación se presenta bajo la forma de calcedonita y cuarcina y escasamente en microcuarzo. Otros individuos aparecen en vías de transformación; las inclusiones de calcita subsisten en el seno de la cuarcina (Cayeux, 1929; Carozzi, 1953; Trauth y otros, 1978).

Las **chailles** parecen producirse por un fenómeno químico de sustitución similar a los **silex**. Se trata en este caso según Cayeux (1929:502) de concreciones, es decir, producidas

a partir de un desarrollo endógeno. Cayeux estudiaba una variación de estas chailles típicas que documentaban una descalcificación y consiguiente silicificación. Las chailles descalcificadas, como dicho autor las denominaba, presentan numerosos huecos producto de la descalcificación y asimismo una mayor silicificación de las espículas globulares. La descalcificación de esos materiales dan lugar a las "argiles a chailles", comparables a las arcillas con silex de la creta. (Cayeux, 1929:499-501; Caire, 1969; Trauth y otros, 1978; Lucotte, 1978).

### 3. Silexitas.

Si partimos de la obra de Cayeux (1929), cuando se definía a la silexita como una entidad petrográfica muy concreta en todos sus aspectos, el término en general se ha mantenido con la misma acepción: "ftanitas y cherts en nódulos y lechos de las calizas carboníferas" (1929:509). Sin embargo, tal acepción fué ampliada posteriormente (Gubler, 1961). El término silexita se recomendaba entonces para "designar a las rocas silíceas de grano muy fino, químicas, bioquímicas o piroclásticas, marinas o en lechos, en oposición a los accidentes siliciosos" (Gubler, 1961:23). Esta acepción del término para denominar en función de una morfología petrográfica, entra claramente en contradicción con la

morfología estructural sedimentaria propia de la **silexita** como entidad petrográfica de origen químico, tal y como la definía Cayeux, ya que se trata sin duda de un accidente silíceo y no un verdadero depósito como era normal en las rocas silíceas de origen orgánico. No obstante, el término **silexita** se ha venido aplicando según la definición de Cayeux (Carozzi, 1953; Vatan, 1961; Auboin y otros, 1968; Lucas y otros, 1976). En lengua inglesa, las **silexitas** se corresponden con el término "**carboniferous cherts**" (Pettijohn, 1975) y a igual que en Alemania la denominación parece estar en desaparición (Erhart, 1973). En la exposición que sigue utilizaremos indistintamente la denominación **silexita** o **chert carbonífero** aunque consideramos que existen varias especies petrográficas silíceas definidas de edad precámbrica y/o paleozóica (**silexita, novaculita, ftanitas**) y que el término **silexita** como nombre propio debería mantenerse.

El nombre **silexita** testimonia evidentes afinidades con el grupo de los **silex**; sus características físicas y mineralógicas se presentan como aberraciones de los **silex**.

El medio generador es evidentemente marino. El término litológico trata de calizas y dolomías de edad carbonífera. Algunos autores piensan que el término debería ser extendido a otros dominios, sobre todo a los accidentes silíceos presentes en las calizas jurásicas o del Neocomiense de Los Alpes o

incluso a las del Cretácico o Jurásico Medio de África del Norte (Lucas y otros, 1976). Las **silexitas** aparecen sobre todo en matrices litológicas calcáreas groseras y zoógenas sin presencia de minerales detríticos. La morfología estructural general de las **silexitas** es nódulos y lechos, aunque se conoce algún caso de vetas oblicuas a la estratificación. Los nódulos presentan una morfología diversa. Aparecen dispersos o concentrados y siempre ordenados paralelamente a la estratificación. Los lechos se reducen a algunos centímetros de espesor, presentándose lenticulares o continuos y perfectamente interestratificados. Cada uno de los lechos cambia continuamente de espesor. En ningún caso aparece córtex, de manera que las **silexitas** toman cuerpo con la roca matriz. Es frecuente hallar en su periferia testimonios de tal matriz, aunque a veces se documentan en el núcleo de la entidad. De esta forma se puede considerar que las **silexitas** plantean en líneas generales un desarrollo exógeno (acreciones) y sólo raras veces parece documentarse endogenia (concreciones).

Las **silexitas** presentan una densidad aproximada de 2,65. La coloración puede ser variable en relación con la matriz caliza. En general los tintes van del rojo al negro (grises, rosas, rojizos, rojo viscoso, marrón rojizo, etc.). Abundan sin embargo los tintes oscuros. A veces se presentan alternancia de bandas de distintos colores. La fractura se

presenta astillosa, con múltiples planos de fractura de diversa orientación. La fragmentación es irregular pero cuando ésta ocurre a partir de diaclasas rellenas de calcita aparece cierta regularidad (fragmentos tabulares, pseudoromboidales e incluso pseudocúbicos). Las lascas son siempre opacas, mates, cerosas y sólo en algunos casos aparece cierta traslucidez en los filos. Nunca sin embargo presentan el aspecto vítreo del sílex ni por supuesto su fractura concoidea. La fractura esquillosa revela una textura pseudocuarcítica. La textura es granulosa al tacto pero el grano apenas queda visible. Aquella alternancia de bandas de distinto color correspondería con una textura zonada. Una última variación corresponde a las **silexitas brechoides**. Como inclusiones macroscópicas aparecen vetas de caliza muy abundantes y rodajas o incluso trazas de tallos vegetales.

Cayeux estudió a las **silexitas** a partir de su medio calcáreo o dolomítico, división que parece adecuada para la exposición que sigue.

Las **silexitas** en medios calizos presentan una composición química donde la sílice abarca entre el 65 y el 86% en líneas generales, seguido de CaO (hasta un 16%), CO<sub>2</sub> (hasta un 14%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> principalmente. Aunque se destaca el contenido orgánico, sobre todo por su diversidad, el contenido esencial y dominante es la sílice (calcedonita y cuarzo microcristalino

principalmente y en muy escasa proporción cuarzo, ópalo y pseudocalcedonita). En la constitución de las **silexitas** seguirían por orden de importancia el carbonato cálcico, materias arcillosas y orgánicas no determinadas junto con algunos elementos ferruginosos, proporcionando estas dos últimas entidades los pigmentos de coloración. Los minerales clásticos (cuarzo) son prácticamente depreciables en líneas generales, aunque en alguna muestra pueden ser abundantes. La calcita contenida en la **silexita** puede ser residual o debida a una neogenia contemporánea de la silicificación, presentándose entonces en romboedros bien formados, más o menos agrupados.

El contenido orgánico puede presentarse ampliamente variado, por orden de importancia, los Foraminíferos, Ostracodos, Equinidos y Espongiarios se acompañan de Moluscos, Acritarcos, Braquiópodos, Briozoos, Crinoides, Políferos, Graptolitos, Trilobites, Radiolarios algas y vegetales (Gorka, 1967). Estos restos orgánicos juegan un importante papel en la constitución de la **silexita**. Los caparazones de Moluscos y Ostracodos son puestos en evidencia por una asociación frecuente de cuarzo secundario y calcedonita con las fibras orientadas normalmente según la superficie de los caparazones. La microestructura de Equinidos y Crinoides está igualmente bien conservada, caracterizada por diferencias en la cristalización de zonas calcedonianas que revelan a veces ópalo y materias orgánicas. Las espículas de Esponjas aparecen

completamente en calcedonita, presentándose en el canal central una orientación de los cristales diferente a la presente en el cuerpo del individuo. Los Foraminíferos, abundantes pero en general mal conservados, presentan algunos testimonios de calcita en el interior de la calcedonita. En los casos más extremos de transformación, sólo la presencia de zonas más ampliamente cristalizadas que la pasta de fondo indicarían la existencia de Esponjas.

Dos variedades de sílice juegan el papel fundamental en la constitución de la masa esencial de las **silexitas**: calcedonita y cuarzo secundario. Los dos presentan una estructura criptocristalina; su diferenciación es complicada sobre todo cuando la cuarzina fibrosa se mezcla íntimamente con el cuarzo. Sin embargo, la calcedonita ofrece algunas veces largas fibras o esterolitos. Aunque el ópalo está presente, nunca se individualiza pero impregna débilmente todos los constituyentes confiriéndoles su reflejo característico.

El carbonato cálcico, componente específico de las **silexitas**, se encuentra en agregados de contornos recortados o de romboedros debidos a una concentración de calcita producida fuera de la silicificación. Las materias arcillosas y las orgánicas no definidas, colorean ligeramente o se concentran en vagas redes fortuitas provocadas por el reflejo de estas

materias después de la cristalización del fondo silíceo, al igual que ocurre con los pigmentos de oligisto y pirita.

Cayeux (1929) distinguió cuatro tipos de **silexitas** en medios calcáreos en función del contenido y estructuración: **silexitas** que reflejan más o menos las características de la roca madre; **silexitas** en las que no se refleja la constitución de la roca madre; **silexitas** de estructura zonada y **silexitas** brechoides. La estructura zonada podría ser engendrada por zonas muy opalinas o determinada por testimonios calcáreos. La estructura brechoide parecía responder a la conjunción de dos tipos de **silexitas** distintos.

Las **silexitas** de las dolomías fueron estudiadas por Cayeux primordialmente por la doble problemática que presentaban: silicificación y dolomitización. Algunos tipos quedaron aislados: las **silexitas** más o menos ricas en restos orgánicos pero ya con aquellas inclusiones y por último, ricas en inclusiones dolomíticas pero con escasos restos orgánicos. En líneas generales, las **silexitas** subordinadas a las dolomías son ricas en testimonios calcáreos. Este estado prueba que la silicificación precede generalmente a la dolomitización, aunque ambos fenómenos pueden ser contemporáneos.

De todo ello derivaría un contenido cuantitativamente variado en organismos. Cayeux realizaba un ensayo de

clasificación del grupo total de las **silexitas** en función de la variabilidad orgánica y mineralógica. En primer caso se aislaban **silexitas** con Foraminíferos, **silexitas** encriníticas, **silexitas** con Ostracodos, **silexitas** con espículas de Esponjas y **silexitas** con restos vegetales. Apuntaba que muchas muestras no estarían realmente en ninguna de estas categorías, ya por la diseminación de organismos o por la destrucción de sus estructuras.

Desde el punto de vista mineralógico Cayeux anotaba **silexitas** calcáreas, **silexitas** dolomíticas, **silexitas** cuarzosas y **silexitas** calcedonianas. Consideraba asimismo el término de **silexitas** sapropílica para algunos tipos, provistos de abundante materia marrón (Cayeux, 1929:506-552; Carozzi, 1953:161-162).

La genética de las **silexitas** se explica de manera similar a la de los accidentes precedentes. La alteración meteórica de las **silexitas** se expresa en una pátina que muestra decoloración hacia tonalidades grisáceas y en un cambio textural por descalcificación que resulta en una porosidad microscópica, todo ello sin ninguna modificación aparente de la sílice.

#### 4. Novaculita.

El término procede de la escuela anglosajona y sólo en extrañas ocasiones aparece citado en trabajos franceses de síntesis (Carozzi, 1953). Aunque denomina una entidad petrográfica definida, el término ha sido ya usado para designar un tipo de textura caracterizada por agregados cristalinos de cuarzo (Folk y Weaver, 1952; Carozzi, 1953). La entidad petrográfica definida como **novaculita** ha sido destacada exclusivamente en Estados Unidos, concretamente en la formación Arkansas (Montañas Ovachita) y en la Caballos (Marathon, Texas). No obstante en Francia y Bélgica se ha aplicado el término **coticula** para una entidad petrográfica similar, es decir, un esquisto silíceo duro, de grano muy fino, edad paleozoica y como la **novaculita**, empleado corrientemente como piedra de afilar (Foucault y Raoult, 1985).

Es indudablemente de origen marino, profundo o no, y aparece como un miembro entre otros de **chert (silex)** y pizarras (Folk y McBride, 1976) y de una edad paleozoica comprendida entre el Silúrico y el Misisipiense Superior (Carbonífero Inferior europeo). La morfología estructural original es de lechos gruesos.

En la formación Arkansas la denominación de **novaculita** se ha aplicado a varias entidades: 1) cualquier accidente silíceo de la formación, 2) roca silícea utilizada como piedra de

afilar y 3) de color luminoso. En la formación Caballos, se aplica exclusivamente a una roca silicea blanca. En esta región, la **novaculita** es un accidente silíceo no poroso, opaco con un color blanco lechoso y de un lustre más tedioso que la porcelana vidriada. Tiene una pobre fractura conchoidal y localmente está coloreada por hematita a lo largo de fracturas. La roca es densa, uniforme y dura. La escasez o ausencia de color se debe a la misma ausencia de impurezas detríticas y pigmentos químicos y su blanco lechoso a la dispersión de luz por diminutas inclusiones de agua y facetas de reflejo de cristales microgranulares de cuarzo. La **novaculita** se ha utilizado corrientemente como piedra de afilar.

Los planos de los lechos aparecen con frecuentes estilolitos. La masa silicea es poco o nulamente estructurada, sólo con algunas manchas dispersas. Como otros rasgos estructurales hay que citar venas de cementación y brechas (Folk y McBride, 1976).

Los análisis químicos muestran un contenido de 98,6-99,6% de  $\text{SiO}_2$  y la difracción de rayos X y secciones delgadas muestran que el cuarzo es la única fase de sílice presente. Se compone principalmente de granos de microcuarzo de 5-25 mm. de diámetro. Los límites entre los granos son difusos en la mayor parte de estas rocas, pero son nítidos en muestras de grano

más vasto que presentan una incipiente recristalización metamórfica. La calcedonia está ausente de fracturas tectónicas cicatrizadas. Trazas de cuarzo detrítico, illita, carbonato autígeno (calcita magnifera y rhodocrosita) y hematita están presentes localmente. La mayor parte de las secciones de novaculita no muestran ninguna huella de la roca original y sólo muy pocas muestran relictos de espículas monoaxónicas de Esponjas, cuestionables Radiolarios y grandes ovoides de microcuarzo que parecen pellets fecales (Fairbridge y Bourgeois, 1972; Blatt y otros, 1972; Pettijohn, 1975).

Las explicaciones genéticas acerca de los lechos de novaculita incluyen el reemplazamiento de calizas, cementación de arena de cuarzo por sílice de alteración, diagénesis de ceniza volcánica u ooze silicioso orgánico (Radiolarios), precipitación química del agua del mar y alteración hidroterma del sedimento silicioso. No obstante, la discusión sobre el ambiente de formación de la novaculita ha sido dilatado, enfrentando opiniones de ambientes marino profundo o superficial con exposición subaérea (McBride y Thomson, 1970; Folk y McBride, 1976; Jones y Knauth, 1979). La novaculita es entendida como una variedad del chert de edad silúrica-carbonífera donde hay que reconocer un predominio del cuarzo cristalino sobre la calcedonia.

1.b. Otros medios litológicos. Porcelanita, Argilita silicificada y Trípoli.

Quisiéramos plantear en este actualmente discutido epígrafe dos especies petrográficas silíceas que por no tener características adecuadas para la tecnología de manufacturas prehistóricas que nos ocupa no le vamos a dedicar una especial atención.

1. Porcelanita y "Argillita" silicificada.

La denominación de porcelanita está, actualmente implantada en el uso desde su utilización por Taliaferro (1934) y Bramlette (1946). Si bien Vatan (1967) propuso el sinónimo francés de "argillita" silicificada, esta denominación no se ha implantado en detrimento del de porcelanita. No obstante y a pesar de suficientes referencias a tales rocas como cherts, siempre en su sentido genérico, actualmente se mantiene que las rocas silíceas neogenéticas con aspecto porcelanoso y contenido mineralógico esencial de cristobalita desordenada (ópalo biogénico ordenado o lusatita) deben denominarse porcelanita (Calvert, 1971), en función del uso antiguo del término, fundamentalmente al respecto del material silíceo de la Formación Monterey de California (Taliaferro, 1934; Bramlette, 1946; Ernst y Calvert, 1969). Recientemente han

sido reconocidas en varios puntos del mar profundo a partir del "Deep Sea Drilling Project" (Calvert, 1974).

La porcelanita aparece como depósitos en formaciones mesozoicas y cenozoicas (Plioceno-Cretácico Superior) marinas y continentales (Calvert, 1974; Takács-Biró, 1986). El medio litológico es arcilloso y en relación a desechos volcánicos. Su aspecto macroscópico porcelanoso, con un color blancuzco o blanco grisáceo se corresponde mineralógicamente con un contenido esencial de cristobalita muy desordenada u ópalo biogénico ordenado (lusatita) (Calvert, 1974). Los relictos del medio litológico matriz (carbonatos y arcillas), confieren a veces a la roca una gran porosidad. No obstante, en ocasiones, estas rocas han sido frecuentemente utilizadas en la tecnología prehistórica que nos ocupa (Takács-Biró, 1986).

La "argillita" silicificada se compone de calcedonia y algún cuarzo granular con hematites, pirolusita, arcilla, y a veces calcita. El color es muy variable, fractura concoidea y estructura microbandeada en función de los lechos de la roca reemplazada. Su ambiente de formación es siempre marino. Algunas arcillas silicificadas fueron utilizadas por los orfebres como "piedra de toque" para probar la calidad de metales preciosos.

Acutualmente se discute si la "argillita" silicificada y

la porcelanita aparecen tras una precipitación de la sílice derivada de ópalo biogénico o procedente de desechos volcánicos, genéticas inferidas en función de los sedimentos asociados (Blatt y otros, 1972; Calvert, 1974; Erhart, 1973; Fairbridge y Bourgeois, 1978; Nokolds y otros, 1979; Pettijohn, 1975; Tacács-Biró, 1986; Tucker, 1981).

## 2. Tripoli.

Mientras que en Alemania el término *tripol* y en lengua anglosajona *tripoli* (localmente *Rottenstone*) denomina rocas silíceas sin cuarzo detrítico, no orgánicas y de neoformación, el término *tripoli* en Francia y España se refiere como ya anotamos a *diatomitas* (tierra de diatomeas). Aunque se trata de materiales muy parecidos macroscópicamente a las *tierras de Diatomeas* y *Radiolarios*, no están presentes tales organismos (Füchtbauer y Müller, 1970:493). Erhart se pregunta si estas rocas no tienen alguna correspondencia con las *chailles* y *meulières* francesas, términos para los que no existe ninguna traducción alemana o anglosajona concreta (1973:118).

En la acepción alemana y anglosajona, el material en cuestión y a igual que la *porcelanita* tiene una gran porosidad y son friables, por lo que no permiten el procesado tecnológico de nuestro interés. Parece ser que estas rocas

podrían haberse originado por una descalcificación (Bustillo, 1983) o desilicificación de precedentes rocas silíceas metasomáticas. La correspondencia de este proceso con la "desmeulièrización" y la consiguiente formación de meulières cavernosas puede ser esclarecedora.

## **B. Los ambientes continentales. Rocas cuarcíferas y opalinas.**

Los ambientes continentales es un importante medio generador de rocas silíceas. Los medios sedimentarios límnicos y volcánicos, a veces bien relacionados, son los marcos donde aparecen importantes accidentes silíceos de origen químico.

### **B.1. Los ambientes límnicos y pedológicos. Limnosilicitas y silicopedolitos.**

Agrupamos bajo estas denominaciones a las rocas silíceas formadas en ambientes límnicos (lagunares o lacustres) y a las que se forman en perfiles edáficos tras soluciones ricas en sílice que proceden de alteraciones de rocas silíceas preexistentes. Si bien esta genética queda actualmente más o menos aceptada para las rocas neógenas, existen conocidas rocas silíceas precámbricas y paleozoicas (ftanitas y

jaspilitas) cuyo origen en ambientes marinos o continentales queda aún en discusión.

La mayor parte de las rocas silíceas neogénas continentales son rocas de reemplazamiento o sustitución de calizas, yesos o varios depósitos detríticos. Sólo en caso de las **silcretas** hallamos costras silíceas o precipitaciones de sílice en compañía de los componentes litológicos del contexto edáfico. Si bien desde Cayeux (1929) se admitía que la sílice procedía de organismos (Diatomeas), caso de las rocas conocidas en Francia como **meulières**, actualmente se reconoce que en última instancia, los organismos actúan como intermediarios de las soluciones de sílice (ópalo amorfo), procedentes de pedogénesis de rocas primarias silicatadas (Erhart, 1973), de otras rocas silíceas más recientes, caso de los **silex** de la Cuenca de París (Auboin y otros, 1975) o de sílice procedente en última instancia de actividades volcánicas (Tacsács-Biró, 1986). Otras veces se han señalado fenómenos pedológicos posteriores a la evaporación de débiles lechos de agua donde quedaban depositadas calizas y cuarzos detríticos caso de las **hamadas** norteafricanas. Las constataciones de Eugster (1967, 1969) en el lago Magadi (Kenia), la aparición de silicificaciones (cuarzo microcristalino) en un medio de evaporitas sería una observación actualista del mismo fenómeno.

Un medio endorreico, alimentado por caídas torrenciales de agua, débiles y temporales lechos de agua y evaporación de la misma, parece ser el medio generador de ciertas rocas formadas penecontemporaneamente a la sedimentación. Procesos diagenéticos relacionados con variaciones de los niveles freáticos y circulación de aguas se aducen para otros casos.

Realizamos a continuación una revisión de las silicitas limnitas en función de su edad geológica, dado por otra parte la problemática que plantean las silicitas precámbricas y paleozoicas que hemos anotado.

#### 1. Silicitas neógenas. Meulières, Hamadas, Silcretas.

Diversos problemas generales plantean el estudio de estas silicitas neógenas. Los medios litológicos matrices y sustituidos por la sílice, calizos, margosos, arcillosos y sulfatados (yesos), son generalmente desconocidos en aspectos de interés para la comprensión de los mismos accidentes silíceos que tratamos. Esta cuestión no es sólo anotada por Cayeux (1929:606) sino asimismo en trabajos recientes en nuestro país (Bustillo, 1976:451).

Un segundo problema generalizado es el de la terminología de las entidades petrográficas. La proliferación en la

literatura de términos y calificativos para una misma entidad así como la utilización genérica del término *silex* serían las cuestiones más relevantes al respecto. Aunque Cayeux (1929) discutió ampliamente y fijó coherentemente a partir de la mineralogía, la terminología a emplear, los trabajos de síntesis posteriores, cuando en algún caso anotan estas entidades petrográficas, siguen utilizando para ello una terminología inadecuada. Estas cuestiones plantean un marco terminológico confuso que ahonda más la problemática general de las rocas silíceas en medios continentales.

Debe comprenderse por las cuestiones anotadas que las fuentes de información de que disponemos para un intento de síntesis sean muy escasas. La obra de Cayeux marca de nuevo la pauta al respecto. Ningún trabajo posterior ha intentado síntesis ni siquiera a partir del autor antes dicho. O bien se limitan a tratar exclusivamente el accidente silíceo más destacado de estos medios (las "meulières" en el caso de Francia) y a mencionar a otras entidades bajo una terminología ya desechada por Cayeux. Es por tanto la obra de este autor la única que nos sirve para nuestros objetivos de visión más o menos sintética. Por lo demás, ciertos trabajos centrados en determinadas rocas o áreas con frecuente presencia de las mismas, contribuyen en cierta medida a clarificar el cuadro general de las facies petrográficas.

En líneas generales, Cayeux prefiere denominar a las rocas que tratamos como a las anteriores de ambientes marinos, en función de su principal componente mineralógico y texturas calcedonilitas, cuarzolitas y opalitas. Aunque este es su principal fundamento terminológico, mantendrá algunas denominaciones consagradas por el uso que especificaran características petrográficas concretas. A este nivel, Cayeux realiza tres importantes y sucesivas transformaciones terminológicas. Por un lado reduce considerablemente la amplia acepción del término **silex**, reduciéndolo exclusivamente a las especies definidas mineralógicamente como **calcedonilitas**. En el ambiente continental que tratamos, el término **silex** venía a funcionar como nombre propio que generalmente se calificaba en función de sus características físicas (**silex nécticos**, **silex menilitas**), medio litológico y topónimos (**silex** de la caliza blanca de Agenais, **silex** del yeso luteciense y bartoniense), edad (**silex** purbeckienses) o incluso indicando sus utilidades económicas (**silex** molar). En segundo lugar, Cayeux hace desaparecer todo término que como los que hemos anotado indiquen localización tempo-espacial y litología de la roca madre, a fin de lograr una terminología que guarde relación con aspectos petrográficos o petrogenéticos. Por último y como fruto de estos intentos, Cayeux redujo enormemente la terminología en uso a comienzos del siglo. Sólo a nivel informativo, algunos ejemplos pueden hacer comprender la confusión existente. Las **meulières** (correspondientes a

calcedonilitas y cuarzolitas) presentaban los siguientes sinónimos: sílex molar, piedra molar (términos muy usados en nuestro país), piedra de muela, cuarzo molar y sílex celuloso, sílex corroído, sílex corneado y sílex jaspoide. Igualmente ocurrió con algunas especies de opalitas: los ópalos menilita eran también denominados menilita, sílex resinita y ópalo resinita a la vez que los ópalos nécticos se denominaban igualmente como cuarzo néctico y sílex terroso en lengua francesa. En fin, Cayeux (1929) decide su estudio en función de los meulières (sílex molar, a base de calcedonita, y cuarzolita molar, a base de textutas granulares de cuarzo), cuarcinitas y opalitas (menilitas, resinitas y nécticos), anotando además rocas muy localizadas que se ajustaban a una de las cuatro caracterizaciones mineralógicas y texturales fundamentales.

Una serie de trabajos desde principios de siglo han insistido en la presencia de similares rocas definidas por Cayeux en África y Australia. Trabajos recientes han mantenido las denominaciones de hamadas y silcretas para tales rocas que indistintamente se tratan de calcedonitas o cuarzolitas siguiendo la terminología general de Cayeux (Erahnt, 1973; Thirry, 1981).

Las rocas silíceas continentales neógenas de la Cordillera de las Montañas Medias del Norte de Hungría han

recibido una especial atención en la presente década, fundamentalmente por intereses petroarqueológicos. Centrándonos exclusivamente en las rocas de medios límnicos, se reconocen una serie de limnosilicitas o rocas silíceas límnicas compuestas esencialmente de cuarzo y ópalo para las que se han propuesto los términos de **limnocuarcitas** y **limnoopalitas**. Si bien puede ser positiva la introducción del prefijo limno para las rocas que tratamos, la denominación de cuarcita para estas rocas silíceas neogenéticas entra en conflicto con el frecuente y afianzado uso del término cuarcita (cementación por diagénesis de una arenisca o recristalización metamórfica de esta u otras rocas). (Takács-Biró y otros, 1984; Takács-Biró, 1986).

Habría que anotar que trabajos recientes limitan la amplia terminología de Cayeux (1929) en base a minerales y texturas. En líneas generales se habla de rocas cuarcíferas y rocas aopalinas, no contrastándose en las primeras las diferencias texturales, de calcedonita, cuarcina o texturas agregadas de cuarzo, para definir especies petrográficas. En este sentido se pueden apreciar los trabajos de Bustillo (1976a y b) en España o los de Takács-Biró (1986) en Hungría.

En fin, las fuentes de información que disponemos para este trabajo de síntesis son escasas. La obra de síntesis de Cayeux (1929) no ha sido reemplazada si bien una serie de

trabajos centrados en determinadas facies petrográficas o áreas geográficas con frecuente presencia de las rocas que ahora nos ocupan han actualizado en cierta medida aquel trabajo. Realizamos a continuación una revisión general en función de las principales mineralogías presentes como fundamental criterio terminológico y clasificador en estas rocas de similar proceso genético.

### 1.a Rocas cuarcíferas. Meulières, Hamadas y Silcretas.

Las meulières francesas y las hamadas norteafricanas se presentan como rocas silíceas cuarcíferas a base de texturas fibrosas o granulares. Las primeras dan lugar a verdaderos sílex continentales, Las silcretas surafricanas y australianas son principalmente cuarzolitas. Fuera de estas reconocidas especies petrográficas existen otras rocas cuarcíferas neógenas que expondremos en último lugar.

#### 1. Meulières.

El grupo de las meulières abarca desde los trabajos de Cayeux (1929) dos facies petrográficas texturalmente diferentes: calcedonilitas o sílex molar y cuarzolitas o

cuarzolita molar. En líneas generales las calcedonilitas neógenas continentales en Francia reciben la denominación de *meulière* a la vez que existe cierta tendencia en la literatura a considerar a las *meulières* exclusivamente como calcedonitas. En este caso, la mineralogía y la textura mineral nos sitúan entre auténticos *silex* continentales. En nuestro país se ha utilizado alguna vez el término de *silex molar*. La denominación de *meulière* queda en relación con la reciente explotación de la roca para piedras de molino en Francia.

El medio generador de las *meulières* ha sido considerado siempre limnico. Su medio litológico original es calizo, aunque los procesos de descalcificación hacen que actualmente aparezcan en series de arcillas, areniscas o arenas arcillosas siempre con presencia de hierro pero de composición muy variada y generalmente no bien conocidas. En cuanto a la morfología estructural, las *meulières* comienzan a exponer su gran variabilidad. Este primer plano de variación es evidente. Ciertamente aparecen como accidentes silíceos desconectados e independientes de la roca madre, a pesar de la inexistencia generalizada de córtex. Las unidades nunca aparecen en disposición como los *silex*. De todas formas, las circunstancias se particularizan de uno a otro afloramiento y en ningún caso se documentan verdaderos bancos. La unidad a considerar es el bloque de diverso tamaño, aunque su regular continuidad puede dar lugar a cierta disposición en bancos.

Estos bloques son irregulares, angulosos, de aspecto fracturado y con aristas cortantes, fijados en la roca matriz y acompañados de entidades fragmentadas, de menor tamaño; sólo exceptualmente la meulière adopta morfologías similares a los sílex: nódulos esféricos, esferoides o elipsoides de estructura concéntrica.

En las características de masa, las meulières adoptan ya claramente una amplia variabilidad. Tal variación es mayor considerando a las meulières como grupo que la que pueda presentar cualquier otro accidente silicioso en medio calizo. Se nos presenta como una roca compacta y muy opaca (distanciándose de los sílex) o traslúcidas, presentando un aspecto corneado en los bordes fracturados, asemejándose por ello a los sílex "piromacos". El color es igualmente variado, siendo el óxido de hierro el principal causante de los tintes: blanquecino, grisáceo, amarillento, rosáceo, rojizo, marrón, negruzco, etc. Su fractura, sin embargo, es siempre similar: rugosa, irregular, plana, tan conchoide como el sílex más típico, apagada o brillante. La densidad media se cifra en 2,5. La masa de las unidades puede presentarse uniforme o brechoide, ya por las inclusiones calizas, ya por otras inclusiones más diversas.

Por todo lo dicho, puede comprenderse que la composición química puede presentarse igualmente variable en el conjunto

de las meulières. Desde el punto de vista químico, la tenencia en sílice es comparable en todos los puntos a la de los sílex más típicos, desde más de un 95% a un 65% en variedades con alto contenido en calcio y carbonatos ( $\text{CaO}$ , 17%;  $\text{CO}_2$ , 13%). Estos componentes no silíceos disminuyen considerablemente hasta desaparecer en los ejemplares más silicificados. Junto a ellos siempre aparece  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e incluso  $\text{K}_2\text{O}$  entre otros compuestos no siempre presentes o ya reflejados sólo como elementos-traza.

Los restos orgánicos pueden conservarse o no, dependiendo del grado de silicificación alcanzado. Cuando se conservan suelen presentarse las estructuras nítidas. A estos niveles, las meulières pueden presentarse ricas en Carófitas y documentar Foraminíferos, Diatomeas, Cocolitos, pólenes y esporas, algas calcáreas, Ostracodos, Gasterópodos y Lamelibranquios (Cayeux, 1929; Desmaison, 1936; Masson, 1979; Mauger, 1984).

La composición mineralógica es asimismo heterogénea. No obstante, dos formas minerales marcan las pautas texturales: calcedonita y cuarzo granular. Junto a ellos siempre aparece el ópalo, pero como una forma accesoria. La cuarcina y la pseudocalcedonita pueden estar presentes pero no de manera generalizada. Junto a estas formas minerales silíceas pueden aparecer un cuarzo detrítico, frecuente calcita, hierro,

materias arcillosas y óxido de titanio. En líneas generales son detectables las materias ferruginosas como enclaves de claros contornos y de un tinte muy oscuro. Otras inclusiones asimismo detectables pero mal delimitadas corresponderían a materias orgánicas. Las principales texturas de cuarzo, dominantes independientemente en distintas muestras, proporcionaron a Cayeux un punto de partida para definir dos especies de meulière que ya hemos anotado: meulière a base de calcedonita y con textura criptocristalina (silex molar) y a base de cuarzo granular a modo de una textura cuarcífera (cuarzolita molar).

El silex molar no alcanza plena individualización más que en el extremo de su definición mineralógica. En general, aparece un grano muy fino. La calcedonita aparece ampliamente dominante. Su textura criptocristalina puede presentarse de dos formas. En un caso se trata de una calcedonita fibrosa vaga o poco marcada que tiende a pasar a cuarzo granular. En el otro caso ofrece unas variedades cristalizadas en largas fibras que engendran esferulitos o abanicos. Se presenta esta forma a partir de nidos submicroscópicos o acumulaciones de varios milímetros, presentando huecos o geodas. Excepcionalmente, el centro de las acumulaciones se ocupa con cuarzo secundario. Este cuarzo se halla ausente en muchas muestras y cuando aparece se halla en islotes. El ópalo aparece siempre por todas partes y cuando abunda se halla

cuantitativamente inmediatamente después de la calcedonita. La pseudocalcedonita y la cuarcina pueden intervenir en la composición silícea, diferenciándose esta última forma en glóbulos y esférulas. Los materiales detríticos faltan generalmente y cuando están presentes sólo aparece cuarzo. Se han indicado la presencia de cuarzo hialino en geodas así como inmersos en islotes calcáreos. Se han observado a veces estructuras zonadas concéntricas, pero no correspondían en este caso a una diferenciación de ópalo y calcedonita.

La cuarzolita molar define el otro extremo mineralógico de las meulières, dominio de las texturas granulares de cuarzo. Entre el dominio de las texturas de calcedonita y cuarzo granular existen no obstante muchas situaciones intermedias. Recordamos que Cayeux (1929) utilizó el término de cuarzolita para denominar las rocas que presentaban el aspecto de cuarcitas. Esta textura cuarcítica puede presentarse homogénea o no. En el primer caso aparecen cristales de cuarzo con textura en mosaico; no obstante se observaban a veces tendencias de paso hacia texturas fibrosas calcedoníticas.

El origen de la sílice y el proceso de formación de meulières, entre el resto de accidentes silíceos en medios continentales, ofrece actualmente dos teorías específicas. Por un lado, Cayeux (1929) y Carozzi (1953) reconocían que la

silice era de origen orgánico y ligada a la presencia de Diatomeas. Sólo en ciertos casos reconocían una procedencia foránea. Actualmente y pendiente de un contexto más amplio, H. Erhart (1973), aunando las aportaciones de los distintos estudios centrados en las silicificaciones continentales (Auzel y Cailleux, 1949; Cailleux, 1967; Nimen y Deicha, 1959), considera que el origen primario de la silice queda en función de la pedogénesis de las rocas primarias silicatadas, las cuales proporcionan silice en disolución verdadera y silice coloidal. Después de un transporte por medio fluvial donde ya el filoplancton utiliza la silice, ocurriría la sedimentación en medio lacustre o lagunar donde coincidirían la silice en solución y la procesada por los organismos. Actualmente se mantiene que tanto las meulières como las hamadas y las silcretas se formaron en un medio límnic continental y serían de origen químico. La silice provendría de una pedogénesis autóctona o alóctona además del aporte silíceo procedente de los organismos. La migración de la silice a partir de la alteración del sílex de la creta de la Cuenca de París en los depósitos secundarios (arcillas con sílex), ha sido asimismo reconocida como una posible fuente para estas silicificaciones continentales (Aubry y otros, 1975).

Por lo demás, la "meulièrización" ofrece todos los estadios intermedios entre las calizas lacustres apenas

silicificadas y las rocas completamente desprovistas de testimonios calcíticos. El fenómeno comienza por la aparición de una infinidad de puntos calcedonianos; la epigenia del carbonato de cal afecta al cemento antes que a los organismos. Una vez acabada la "meulièrización", el conjunto de las calizas constituye una pasta de fondo que engloba cúmulos irregulares de meulières de cualquier forma y tamaño, susceptibles de conservar importantes testimonios no silicificados. Después de la descalcificación general del conjunto, los cúmulos de meulières son desgajados de la ganga caliza y acumulados de manera caótica en las arcillas residuales. Paralelamente se descalcifica la misma meulière ("desmeulièrización") y esta eliminación de testimonios calcáreos les confiere un aspecto vacuolar y cavernoso (meulières cavernosas).

## 2. Hamadas.

Estas rocas silíceas reciben localmente en el Sahara africano la denominación de las formas de relieve donde se localizan. Debido a que la mayor parte de los estudios referidos a las mismas son franceses y dada la relación genética con las meulières, a veces se consideran propiamente como a tales rocas. Se consideran medios generadores lacustres y/o pedológicos y medios litológicos de naturaleza caliza o a

veces sulfatada (yesos).

La morfología estructural es tabular y característicamente a modo de losetas y plaquetas. La masa silícea se asemeja a las meulieres. Con una casi total ausencia de restos orgánicos (Cailleux, 1967), la mineralogía dominante es cuarzo, dominando texturas de calcedonita y cuarzo granular. La dominación de la calcedonita da lugar a calcedonilita o sílex continentales donde con escasa participación de sílice amorfá, se presenta una íntima relación entre caliza y sílice, cuarzo detrítico y trazas de óxidos de hierro. En pequeñas vetas y en geodas, la cementación de calcita de neoformación y de la calcedonita. El parecido microscópico entre estas hamadas y el sílex molar es evidente. El dominio de texturas granulares de cuarzo da lugar a cuarzolitas en la terminología que seguimos, las cuales, desprovistas de caliza, presentan los cristales de cuarzo de diversos tamaños.

Respecto a los procesos genéticos, queda al parecer bien establecido que la roca aparece tras un fenómeno de consolidación en superficie inmediatamente posterior al depósito del sedimento. Teniendo presente la constancia del hierro y la presencia de yeso, se ha de pensar en fenómenos de tipo pedológico anteriores a la evaporación de débiles lechos de agua, donde se depositarían caliza y granos detríticos de

cuarzo. Contrariamente a la idea de Cayeux (1929:639) al respecto de la disolución de Diatomeas para el origen de la sílice, se ha de pensar en un origen inorgánico de la sílice: los frecuentes granos detríticos de cuarzo serían la fuente y sus corrientes, procesos de alteración superficiales así parecen denunciarlo (Auzel y Cailleux; Cailleux, Alimen y Deicha, 1959; véase además Thiry, 1981:136; y Le Ribault, 1977:26 y ss.).

### 3. Silcretas.

La denominación de silcreta viene a expresar en líneas generales una concreción de sílice o una costra silícea. Son rocas silíceas totalmente continentales presentes en perfiles edáficos en medios áridos y formados en superficies. Las referencias bibliográficas son muy escasas y debida fundamentalmente a que las silcretas son extrañas en los países donde se realizan la mayor parte de los trabajos de síntesis al respecto. Se tiene suficiente constancia de que esta roca silícea neogenética fue usada para la confección de artefactos líticos tallados por las sociedades aborígenes australianas.

El nombre de silcreta en el sentido antes expresado apareció a principios del siglo y se usa cada vez con mayor

frecuencia. Anteriormente en el Sur de Africa se empleaba el término de cuarcita de superficie (surface quartzite) y otros diversos en Australia ("billy", "grey billy", "grey wether", "durianst"), zonas donde la silcreta aparece más frecuente (Stephens, 1978).

La edad de la silcreta es neógena. Aparece en muchos lugares del Sur de Africa y Australia pero también en Europa y Norteamérica existen referencias. Véanse por ejemplo las constataciones de Thiry (1981) al respecto de las silicificaciones de arcillas, arenas y conglomerados eocenos (Sparnaciense) en la Cuenca de Paris. Como anotamos anteriormente, las silcretas aparecen en perfiles edáficos en medios áridos. Los afloramientos pueden ser muy extensos o reducidos: cubriendo antiguas penillanuras, antiguas terrazas de ríos, lechos de ríos de bajo gradiente o depósitos de depresiones. La silcreta aparece frecuentemente asociada a perfiles lateríticos, rocas basálticas, depósitos residuales, etc. En Africa del Sur aparecen en mesetas calizas y llanuras de aluviones arcillo-arenosos; en Australia aparecen en formaciones detríticas arcillo-arenosas. La morfología estructural más corriente es el nivel (tablas, plaquetas, losetas) aunque a veces aparecen nódulos pequeños (Grahamstone, S. Africa).

La petrografía de las silcretas varía mucho de unos

tipos a otros en líneas generales, su matriz está compuesta por texturas de cuarzo micro o megacrystalino y ausencia casi generalizada de texturas fibrosas. En conexión con estas mineralogías, tanto en Australia como en Africa del Sur se ha hablado de tipos opalinos. En Australia se han considerado dos tipos de silicificaciones en relación a las silcretas: acumulación absoluta de sílice en forma de cuarzo y pobre en óxido de titanio y otra formada por una acumulación relativa de cuarzo microcrystalino y concentraciones elevadas de titanio y zirconio. El aumento de la cristalinidad de la sílice y la disminución en la tenencia de titanio se relaciona con la antigüedad de los depósitos. En las regiones australianas se precisa que la dominancia de cuarzo microcrystalino acompañada de óxido de titanio y ausencia generalizada de calcedonia constituye la facies más común de las silcretas.

Simale (1979) distinguió cinco tipos distintos de silcretas; terrazo, conglomerático, Albertina, cuarcítica y masivo de grano fino, opalino o calcedónico. El tipo masivo opalino corresponde en Australia a un periodo de silicificación eocena-oligocena de las silcretas a base de cuarzo, que son por otra parte la silcretas más características. Es por ello por lo que estas silcretas opalinas serán tratadas junto con el resto de la opalitas. En definitiva, trataremos a continuación las silcretas que se

presentan como cuarzolitas y calcedonilitas (tipo masivo).

En líneas generales, la masa de sílice presenta un aspecto lustrado. Arenas y gravas se incluyen comunmente dentro de la matriz silícea de manera que la roca presenta a menudo algunas de las características de las cuarcitas y los conglomerados. Los colores más frecuentes son gris palo, marrón amarillento, rojo oscuro, marrón oscuro, marrón verdoso púrpura y rojo. La dureza es aproximadamente de valor 7 y exhibe frecuentemente una fractura concoide. A menudo muestran superficies botrioidales o mamelonadas.

#### a. tipo terrazo

El nombre se deriva del gran parecido de la roca con un tipo bien conocido de piedra cementada como el caso del piso veneciano. El 60% de la roca consiste en granos de cuarzo de forma redondeada y variada. Muchos de estos granos presentan cavidades de solución. El cemento presenta sílice criptocristalina u opalina y presumiblemente contiene la alta proporción de  $TiO_2$  que caracteriza a la mayor parte de las silcretas (1,5-2% según Cresman, 1962, o más según Hutton y otros, 1972). En secciones delgadas este material muestra frecuentemente un bandeado o espirales coliformes y ocasionalmente líneas de flujo relacionados con la dirección

del movimiento de soluciones a través de la roca. La silcreta terrazo presenta una fractura típicamente conchoidal debido a la escasa diferencia en dureza entre el armazón de cuarzo y el cemento.

#### b. tipo conglomerático

Este tipo contiene numerosos guijarros del tipo terrazo en una matriz siliciosa. Su color va del rojo ladrillo al marrón. Tal coloración puede ser impartida por óxido de hierro oolítico o nubes del mismo, agregados de los que puede formar "nódulos singenéticos" (Williamson, 1957). Generalmente, los guijarros de estos conglomerados son de forma irregular pero otras veces aparecen con un remarcable grado de redondez. Ello se explica en función de abrasión y acción química paralelamente.

#### c. tipo Albertina

El nombre deriva de la más importante cantera de este material, situada cerca de Albertinia (S. Africa). La matriz se compone de sílice criptocristalina y donde están ausentes elementos detríticos. Este material se ha utilizado frecuentemente como ladrillos refractarios.