

SEDIMENTACION LACUSTRE-PALUSTRE, FORMACION DE OPALOS Y OTRAS SILICIFICACIONES EN EL MIOCENO MEDIO AL SUR DE VILLALUENGA

M.^a Angeles Bustillo (*)

RESUMEN

El análisis sedimentológico y petrológico del conjunto de los sedimentos calcáreos y las rocas silíceas continentales del Mioceno medio, al sur de Villaluenga, da nuevas perspectivas a la interpretación y génesis de estas rocas. Las principales facies calcáreas encontradas han sido: 1) micritas complejas con laminación difusa (¿criptoalgar?), pseudomorfos de cristales lenticulares de yesos e indicios de posibles diatomeas; 2) biomicritas con alta proporción de charáceas, moluscos y ostrácodos que se disponen con estructura laminada por acumulación de los componentes esqueléticos en niveles; 3) biomicritas con los mismos componentes anteriores, pero desorganizados, existiendo además en algún caso diatomeas; 4) pseudoesparitas y microesparitas con pseudomorfos calcáreos de cristales lenticulares de yeso; 5) margas sepiolíticas. El ambiente de sedimentación es, en general, muy superficial, de baja salinidad, calcáreo, altamente productivo, con abundante vegetación (a veces diatomeas) y ocasionalmente llegan a existir períodos de exposición subaérea. Todos los tipos de facies, desde las lacustres poco profundas a las que manifiestan subaerismo, presentan fenómenos de silicificación, aunque éstos pueden ser diferentes. Se determina que hay una silicificación pencon-temporánea, discontinua que origina sólo minerales de la sílice y que puede estar relacionada con la disolución de las frústulas de diatomeas incluidas en la caliza. Muy tempranamente en la diagénesis, pero posterior a la anterior, tiene lugar una nueva silicificación más compleja que ha originado los niveles continuos ópalo-arcillosos, homogéneos o con estructuras Liesegang, y en los que, además de los minerales exclusivamente silíceos, se ha producido sepiolita.

Se piensa que esta segunda silicificación se origina en la interfase agua-sedimento, cuando en las pequeñas depresiones, en las que se origina la sedimentación lacustre-palustre, el espesor de la lámina de agua es muy pequeña, llegando, a veces, a la desecación.

Las cementaciones silíceas sobre diferentes porosidades de la roca (fenestral, pequeños huecos kársticos, etc.) indican que aunque las dos silicificaciones son muy tempranas, posteriormente hay removilizaciones que originan cementaciones y posiblemente silicificaciones tardías de cuarzo que hacen muy compleja la historia diagenética de la roca calco-silícea.

PALABRAS CLAVE: Sedimentos calcáreos lacustres-palustres, silicificaciones y neoformación de sepiolita, estructuras Liesegang en rocas ópalo-arcillosas.

ABSTRACT

The petrological and sedimentological analysis of Middle Miocene carbonate sediments and siliceous rocks, outcropping North Toledo, provides new ideas on the interpretation of these lacustrine and paludine sedimentation.

The main lithofacies found are: 1) micrite with crytalgal (?) laminites, calcite gypsum pseudomorphs, and trace of diatoms; 2) biomicrite with varying amount of lacustrine mollusks, ostracodes and charophytes, which form laminar structure; 3) biomicrite with the same skeletal components (charophytes, ostracodes, etc.) and sometimes diatoms but disorganized, 4) pseudospar and microspar calcite with lenticular gypsum pseudomorphs; 5) sepiolitic marls.

The sedimentation environment was very shallow, with low salinity, calcareous, highly productive with abundant vegetation (sometimes diatoms) and periodic subaerial exposures. All type of sediments (paludine or lacustrine) have silicifications although they are different.

An early discontinuous diagenetic silicification process, which forms only silica minerals (mainly opal C-T) and where the silica probably comes from the diatoms dissolution, has been observed. Also early in the diagenesis, but later than the former, a silicification pro-

(*) Instituto de Geología, C.S.I.C., José Gutiérrez Abascal, 2 - 28006 Madrid.

cess takes place, originating the continuous opal C-T and clay minerals (mainly sepiolite) horizons, which can be homogeneous or present Liesegang bands (rings and laminations). This second silicification seems to happen in the interface water-sediment, during periods of evaporation, when the shallow lake is near disecation.

The silica cements in the different porosities of the rock (fenestral, karst dissolution, ... etc.) indicate that after the second silicification, there is a remobilization of the primary silica, which sometimes produce other silicifications of quartz and silica cementations.

KEY WORDS: Calcareous sediments of the shallow lake, Palustrine limestone, Silicifications and neofomed sepiolite, Liesegang lands in the opal.

Introducción

Al norte de Toledo, en la cuenca neógena de Madrid o cuenca media del Tajo, y en la depresión de La Sagra, destacan varios cerros testigos (Castillo, San Gregorio), cuya parte superior está constituida, en general, por calizas, sílex y sepiolita. Presentan una potencia máxima de 10 metros y su carácter silíceo fue ya mencionado por Prado (1964). Bustillo (1976) estudia las características litológicas diferenciando los niveles opalinos de las masas de silicificación y estableciendo que los niveles opalinos pueden ser sin-genéticos.

Actualmente la existencia de cortes más apropiados, y el análisis conjunto de los sedimentos calcáreos y silíceos da nuevas perspectivas a la interpretación y génesis de estas rocas.

La edad de los sedimentos estudiados parece ser Mioceno medio, tanto si se toma como criterio la correlación de los episodios silíceos a nivel de la cuenca del Tajo (Bustillo, 1978), como las dataciones por restos de mastodontes. En este segundo aspecto diremos que los restos de mastodontes encontrados por Hoyos en la cumbre del Cerro del Castillo, según cita de Royo Gómez (1928), han sido considerados recientemente como *Gomphotherium angustidens* (Cuvier) (Mazo, 1977), por lo que su edad puede suponerse Aragoniense medio o superior (Mazo, 1981).

Características litológicas

La sedimentación que culmina la serie miocena en esta zona es fundamentalmente calcárea. El carácter efímero y local del ambiente de sedimentación (lacustre poco profundo y palustre), origina que las columnas litológicas varíen en pequeñas distancias, pudiendo observar en un mismo afloramiento diferentes cambios de facies. La columna que a continuación describimos corresponde a los cerros situados al sur de Villaluenga, donde las canteras existentes posibilitan mayor obtención de datos (fig. 1).

Base: Arenas finas verdes

a) Un metro de caliza compacta con laminación poco marcada, y que esporádicamente encierra pequeños restos de gasterópodos. Está intensamente silicificada. La sílice aparece de una manera discontinua, difuminada por toda la caliza, aunque en ciertas zonas se concentra y origina pequeños nódulos, manchas o niveles lenticulares

blancos o claros de hasta cinco centímetros de espesor, como norma general. Se observan, además, lentejones compactos de ópalo, de color variable (verde, gris, etcétera) que tienen potencias entre 10 y 20 centímetros. En ocasiones, pueden llegar a tener tanto espesor como la misma caliza y a escala de afloramiento se produce un "cambio lateral de facies". Frecuentemente exhiben estructuras *Liesegang*.

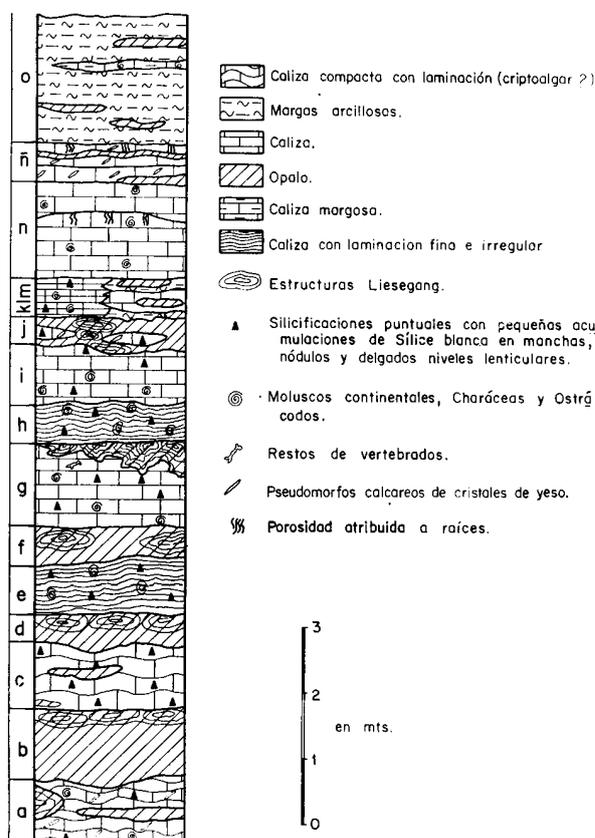


Fig. 1.—Columna litológica.

- b) Un metro de ópalo marrón-verdoso masivo, aunque de manera local, y en el techo preferentemente, presenta estructuras *Liesegang*. El contacto inferior es alabeado. Dentro de él se advierten también las manchas y nódulos de sílice blanca o clara, descritas anteriormente. En alguna zona es posible observar algún resto calcáreo.
- c) Un metro de caliza laminada con silicificaciones difusas, manchas, nódulos o niveles lenticulares blancos o claros. Aparecen también pequeños lentejones opalinos, con diferentes colores y estructuras *Liesegang*.

Presenta este nivel morfología "cavernosa" debido a la disolución posterior de la caliza por meteorización, quedando la trama silíceo como soporte.

- d) Cuarenta centímetros de ópalo de tonos verdosos, de características similares a b).
- e) Ochenta centímetros de caliza con laminación milimétrica. Incluye numerosos gasterópodos pequeños que se hunden en las láminas inferiores y son recubiertos por las posteriores. Presenta silicificaciones puntuales y mayores concentraciones de sílice en manchas, nódulos y niveles lenticulares blancos o claros (lám. 1, 1).
- f) Setenta centímetros de ópalo de tonos verdosos con estructuras *Liesegang* y pequeñas manchas y nódulos blancos o claros. En su superficie, se observa, debido a la calidad óptima del afloramiento, agrietamientos atribuibles a la pérdida de agua (*dewatering*).
- g) 1,25 metros de caliza compacta, fosilífera, con moluscos y restos de vertebrados. Presenta las silicificaciones puntuales y las concentraciones de sílice blanca en manchas y nódulos. Se observan pequeños huecos por karsificación que se localizan en la parte calcárea, pero que se revisten de sílice en muchos casos.
En el techo posee entre 10 y 45 centímetros de ópalo compacto de tonos beige y marrón con estructuras *Liesegang* (lám. 1, 2). El límite inferior de esta zona opalina es gradual, pasando insensiblemente a la caliza, silicificada discontinuamente con sílice blanca. El límite superior es neto y definido (lám. 1, 3), coincidiendo con una superficie de estratificación que presenta grietas; se observa que en algunas de éstas el borde superior está levantado por desecación (lám. 1, 4).
- h) Sesenta centímetros de caliza con laminación milimétrica y techo alabeado. Está intensamente silicificada y presenta características parecidas al tramo e).
- i) Sesenta centímetros de caliza fosilífera masiva con gasterópodos. Manifiesta silicificaciones puntuales, manchas y nódulos pequeños de sílice blanca o clara.
- j) Veinticinco-cincuenta centímetros de ópalo marrón con estructuras *Liesegang*, muy marcadas. Es un nivel poco definido, ya que lateralmente se bifurca dejando restos lenticulares (lám. 1, 5 y 6) y hasta estratos completos de caliza cristalina con diminutos pseudomorfo de cristales de yeso. Es de destacar la presencia de numerosos nódulos y manchas de hasta 10 centímetros de diámetro, de sílice blanca, quedando por causa de ellas el bandeado *Liesegang* interrumpido o deformado (lámina 3, 1).
- k) Veinte centímetros de margas arcillosas con terrígenos calcáreos y de cuarzo. Tienen pequeños lentejones de ópalo arcilloso.
- l) Treinta centímetros de caliza con cierta proporción de terrígenos de cuarzo (~ 20%) de tamaño arena. Incluye niveles lenticulares de ópalo que en ocasiones presentan "estructuras *Liesegang*", y a veces porosidad en canales. Estos canales, de morfología alabeada, tienen un diámetro de unos dos centímetros y una longitud de 10 a 20 centímetros visibles. Se interpreta que estos huecos correspondieron a rellenos arcillosos producidos alrededor se raíces o burrows.
- m) Veinte centímetros de margas arcillosas con ópalo, semejantes a k). Estos tres últimos tramos (k, l y m) lateralmente pasan a caliza laminar fosilífera.

n) 1,40 metros de caliza con gasterópodos, bioturbada. Presenta cierta proporción de terrígenos de cuarzo fundamentalmente. Aparece generalmente dividida en dos bancos, observándose a techo del inferior, sobre todo, porosidad atribuible a raíces.

ñ) Sesenta centímetros de caliza cristalina con pseudomorfo calcáreos de cristales de yeso, muy pequeños. En el techo, y a veces en la base, aparecen niveles lenticulares de ópalo de 10 centímetros de potencia con la porosidad de "canales" anteriormente descrita. La caliza cristalina posee porosidad atribuible a huellas de raíces y lateralmente pasa a caliza de gravels y clastos opalinos.

o) 1,30 a 2 metros (según la erosión y el suelo actual) de margas arcillosas algo rosáceas con un nivel de caliza margosa (10 centímetros de potencia) en el que se advierte algún gasterópodo. Presentan capas lenticulares, nódulos y pequeños nivelillos de ópalo arcilloso marrón oscuro.

Análisis petrológico de las litofacies calcáreas

La base de la columna está constituida por calizas laminadas de diferentes tipos.

El tramo *a* es una roca mixta de micrita y ópalo C-T, que manifiesta en ciertos casos al microscopio laminación irregular, a veces festoneada. En esta textura laminada se observa, en ocasiones, un 5% de componentes fosilíferos (gasterópodos muy pequeños y fragmentos de ostrácodos, fundamentalmente), un 20% de pseudomorfo calcíticos de cristales de yeso y un 5% de terrígenos de cuarzo de tamaño aleurita. El ópalo C-T se distribuye homogéneamente de una manera difusa, sin embargo, en ciertas zonas se produce mayor acumulación, formando pequeñas manchas. Algunas de estas manchas tienen morfología exterior de aspecto orgánico (lám. 2, 1) y, en ocasiones, dentro de ellas se puede observar frústulas de diatomeas (lám. 2, 2). Todas estas características nos hacen pensar que este tramo podría ser una edificación orgánica de micrita en la que participan diatomeas, tal y como expone Monty (1976) para la estructura criptoalgar de diatomeas.

El tramo *c*, es, en parte, parecido a *a*, aunque la estructura laminada está más definida y no suele incorporar restos fosilíferos calcáreos ni pseudomorfo de yeso.

En los tramos *e* y *h*, las láminas milimétricas corresponden mayormente a niveles de acumulación de fósiles calcáreos (charáceas, ostrácodos y moluscos lacustres) y a niveles de micrita que excepcionalmente presentan formas lenticulares que podrían ser pseudomorfo de cristales de yeso.

El tramo *e* se caracteriza porque muchas de las láminas están formadas por multitud de ogonios y fragmentos de talos de charáceas que se disponen alineados (lám. 2, 3). En el tramo *h*, sin embargo, predominan las micritas con microlaminación festoneada, a veces borrada por la recristalización. Ocasional-

mente puede existir alguna lámina arcillosa, mientras que la proporción de terrígenos de cuarzo es insignificante.

La estructura laminada es muy irregular (laminaación "crinkly", Smoot, 1983), y las láminas se deforman y adaptan a los fósiles como si la roca hubiera sufrido procesos de compactación (lám. 2, 4). Teniendo en cuenta que son facies que han tenido poca profundidad de enterramiento, hay que pensar que fueron sedimentos que encerraron gran proporción de agua y materia orgánica, que en los primeros momentos de la diagénesis fue respectivamente expulsada y degradada.

Pensamos que estas facies laminadas (tramos *e* y *h*) suponen episodios lacustres formados en la parte central de una pequeña depresión cubierta de agua y, aunque no se han observado restos de algas cianofíceas (Zamarreño, comunicación personal), el aspecto festoneado de ciertas microlaminaciones micríticas podría hacer pensar que han existido, en ocasiones, entre las láminas de acumulación de los sedimentos carbonatados, velos algales.

Los tramos *g* e *i* son biomicitas con alta proporción de charáceas, gasterópodos, bivalvos y ostrácos, aunque este último grupo en el tramo *i* es escaso. Se puede observar, además, en el tramo *g* indicios de diatomeas que están parcialmente destruidas. Es difícil el análisis de las diatomeas, debido a que el ópalo C-T en *e* que suelen estar englobadas hace imposible su separación, pero se piensa que algunas formas podrían tratarse de *Nitzschia* y *Melosira*.

Las partes más calcáreas del tramo *g* están afectadas por karstificación, presentando los huecos kársticos cementos de calcita y sílice. Aunque ambos tramos *g* e *i* no son sedimentos laminados, creemos que representan también sedimentos acumulados en ambiente lacustre, aunque posiblemente en zonas más externas, más superficiales.

Las rocas calcáreas incluidas en el tramo opalino *j* y las del tramo *ñ* son ya de características diferentes. Son calizas recristalizadas con algunos restos micríticos que reflejan, en general, pseudomorfos de pequeños cristales lenticulares de yeso que están dispersos (lám. 2, 5), se orientan en estructuras concéntricas o aparecen dentro de morfologías esféricas, que podrían ser interpretadas como rellenos de canales de raíces (Nickel, 1982).

Los tramos no descritos, subsecuentes a *j*, presentan ya mayor proporción de componentes detríticos y minerales de la arcilla (sepiolita, smectitas e illita). Las facies de calizas laminadas han desaparecido; el último tramo de ellas, que corresponde al paso lateral de *k*, *l* y *m*, se origina fundamentalmente por episodios de acumulación de ostrácos. Los episodios calcáreos superiores son generalmente microesparitas con escasa proporción de fósiles (lám. 2, 6). Se observa en ellos huellas de bioturbación por raíces o burrows y pueden tener clastos arcillo-opalinos.

Características mineralógicas, petrográficas y geoquímicas de las diferentes manifestaciones silíceas

Se considera dos tipos de manifestaciones silíceas: las manchas, nódulos o pequeñas acumulaciones de "sílice blanca o clara", y los episodios opalinos oscuros, relativamente continuos, masivos o con estructuras *Liesegang*.

a) «Sílice clara o blanca»

Los análisis mineralógicos de las calizas que poseen solo esta sílice blanca o clara revelan que, además del ópalo C-T y cuarzo, existen pequeñas cantidades de sílice semiamorfa (ópalo A), no detectándose minerales de la arcilla.

El estudio petrográfico demuestra que las manchas, nódulos o pequeñas acumulaciones de sílice blanca o clara se producen por dos procesos: silicificación o cementación.

En la silicificación hay una sustitución puntual o local del sedimento o caliza inicial por ópalo C-T fundamentalmente, aunque en algunos casos ciertos componetes (charáceas, ostrácos, gasterópodos y pseudomorfos calcáreos de cristales de yeso) se pueden substituir directamente por cuarzo. Por otra parte, las acumulaciones de ópalo C-T pueden presentar también fenómenos de envejecimiento o transformación a cuarzo produciendo mosaicos de microcuarzo y en algún caso quartzina. La textura del ópalo C-T de sustitución es gelatinoide y frecuentemente deja traslucir los componentes texturales de la roca primitiva, siendo los bordes de las zonas silicificadas irregulares y difusos.

En el tramo *j* las manchas de sílice blanca manifiestan características especiales. Son más frecuentes, tienen mayor tamaño y presentan contornos más netos que lo usual. A veces se alinean en un mismo nivel y su aspecto es glandular y nodular (lám. 3, 1). Petrográficamente se observa que el ópalo C-T que las constituye encierra numerosos pseudomorfos lenticulares de cristales de yeso (lám. 3, 2), por lo que se puede pensar que en este caso las manchas de sílice blanca se formaron por silicificación de nódulos de yeso prácticamente puros que estaban englobados en la micrita. No existen datos para probar que tales nódulos pudieran ser inicialmente de anhidrita.

En los restos calcáreos de este mismo tramo *j*, y en el tramo *ñ*, se observa que se forman texturas de cuarzo fibroso de elongación positiva, cuando se substituye la calcita que está ocupando los pseudomorfos de yeso. Tales texturas fibrosas son frecuentes en las sustituciones silíceas de yeso (Folk y Pitman, 1971), por lo que hay que pensar que cuando se produce la silicificación del pseudomorfo calcáreo, el microambiente del agua intersticial todavía está gobernado por

los iones sulfato que se originaron en la calcitización del yeso. Arbey (1980) considera que en la sustitución del yeso por la sílice se produce como paso intermedio calcita secundaria, cuando interviene la materia orgánica. El CO_2 producido en la descomposición de los componentes orgánicos se uniría al Ca que provendría de la reducción del yeso, formándose esta calcita secundaria (ver discusión en Arbey, 1980).

El otro mecanismo de formación de la sílice blanca o clara es por cementación. En estas cementaciones se origina ópalo C-T fibroso (lussatita) y cuarzo (calcedonita y mosaicos de cristales). Se localizan fundamentalmente en el interior de los fósiles y en la porosidad secundaria de la caliza, en ocasiones producida por una karstificación posterior. En las facies de carbonatos laminados estas cementaciones aparecen, además, afectando a una porosidad fenestral (lámina 3, 3).

La composición química de estas acumulaciones síliceas, realizada mediante microsonda, manifiesta que en las cementaciones de ópalo C-T, además de la sílice, solo aparece trazas de aluminio (< 0.20%), mientras que cuando son silicificaciones de ópalo C-T, puede detectarse, además del aluminio, calcio y magnesio como trazas (< 0.10%).

b) Episodios opalinos

Se caracterizan por presentar cierta continuidad lateral y coloraciones diversas. Aparecen tanto en las calizas de la parte inferior y media de la columna, como en las margas arcillosas superiores.

Los que aparecen incluidos en los niveles carbonatados o intercalados entre ellos, pueden llegar a tener espesores de un metro y presentan en muchos casos estructuras *Liesegang*. Estas estructuras están constituidas por bandas de coloración alternante claro-oscuro que se disponen en elipses concéntricas, bandeado rectilíneo paralelo a la estratificación o en formas alabeadas complejas.

El paso insensible entre este ópalo y la caliza, observado en ciertas zonas, y la presencia dentro de las grandes masas opalinas, de algunos restos calcáreos, hace pensar que su génesis es también por silicificación.

Cuando el espesor del bandeado de las estructuras *Liesegang* es muy pequeño (milimétrico), la silicificación es intensa y quedan casi borrados los caracteres texturales y estructurales de la caliza afectada, permaneciendo sin alterar los terrígenos (cuarzo en su mayoría, feldspato y micas minoritariamente) (lámina 3, 6).

A veces quedan dentro de los niveles opalinos formas lenticulares de la caliza sin afectar (lám. 1, 5 y 6), que permiten un análisis comparativo de la mineralogía del sedimento calcáreo y del ópalo con estructuras *Liesegang* resultante de esta silicificación.

Dichos análisis comparativos, realizados por difracción de rayos X, revelaron que después de esta silicificación, además del ópalo C-T que supera el 80-90% de la roca, hay sílice semiamorfa (ópalo A) y minerales de la arcilla a 12 Å.

Estos minerales de la arcilla no se orientan, ni expanden con Ethilenglycol, por lo que parece ser que se trata de sepiolita que fue identificada, además, por microscopía electrónica de transmisión y barrido (lámina 3, 4).

La composición química media obtenida por microsonda (Analista: J. de la Puente) en la zona del bandeado *Liesegang*, fue la siguiente:

	Banda oscura	Blanda clara
SiO ₂	91.09	89.90
Al ₂ O ₃	4.33	4.09
Fe ₂ O ₃ + Fe O	1.09	1.59
MgO	2.62	4.06
CaO	0.33	0.34
K ₂ O	0.22	0.56
TiO ₂	trazas	trazas
<i>Total</i>	99.54	100.54

De acuerdo con ella, hay que interpretar que o existen otros minerales de la arcilla, además de la sepiolita, que no fueron detectados por difracción de rayos X, ni microscopía electrónica, o que hay aluminio en la estructura del ópalo. Debido a que el óxido de magnesio varía entre una lámina y otra, es factible que la sepiolita se concentre más en ciertas bandas.

Todos estos datos comparativos entre la roca caja caliza y el ópalo son interesantes, porque demuestran que no estamos ante un proceso simple de silicificación, sino que, como mínimo, hay que hablar de silicificación y neoformación de sepiolita.

Cuando el bandeado *Liesegang* adquiere mayor espesor (centimétrico), la silicificación es poco intensa, parte del sedimento calcáreo y la textura de éste se conserva, y no se manifiestan los minerales de la arcilla a 12 Å. En este caso el ópalo C-T forma un velo difuso que se mezcla con la micrita, pasando inadvertido, sino fuera por el isotropismo que confiere a la roca. Los huecos de la zona afectada por este velo opalino aparecen frecuentemente cementados por cuarzo (calcedonita y mosaicos de cristales).

En el tramo g se advierte que desde la zona de bandeado *Liesegang* ancho se pasa gradualmente a morfologías de "sílice clara o blanca" que siguen marcando también la estructura *Liesegang* (lám. 1, 2). Por lo tanto, hay que señalar que en las zonas de borde del ópalo-arcilloso, en el tránsito hacia la caliza, se pueden producir también silicificaciones discontinuas que dan "sílice clara o blanca". Este hecho se

manifiesta también en los otros tramos que incluyen ópalos-arcillosos.

La composición mineralógica de los niveles opalinos inferiores de la columna, donde no siempre son evidentes las estructuras *Liesegang*, revela también la presencia de pequeñas cantidades de minerales de la arcilla a 12 Å. Por lo tanto, parece ser que en todos los niveles opalinos continuos con silicificación intensa es un proceso generalizado, la neoformación de sepiolita junto con los minerales silíceos. La textura más frecuente en estos ópalos es la gelatinoide, aunque localmente pueden aparecer zonas de textura perlítico-globular o zonas brechoides.

Los niveles opalinos asociados a las margas arcillosas y, en general, a partir del tramo *j*, tienen espesores pequeños (hasta 30 cms.), y manifiestan texturas complejas donde se mezclan todos los tipos posibles (gelatinoides, perlítico-globulares y brechoides). Mineralógicamente, además del ópalo C-T y ópalo A, pueden incluir hasta un 30% de minerales de la arcilla (sepiolitas fundamentalmente).

Debido a que las margas arcillosas pueden enerrar cantidades variables de terrígenos que incluso son de caliza, en estos ópalos se puede observar también fósiles calcáreos y diatomeas cuyo origen es problemático, pero que pensamos que podrían ser restos no silicificados de componentes detríticos.

En general, prácticamente todos los tipos de ópalos poseen cementaciones posteriores de lussatita y cuarzo (calcedonita y mosaicos de cristales), existente, además, algo de cuarzo por envejecimiento.

c) Aspectos comparativos en los diferentes tipos de manifestaciones silíceas

Aunque mineralógicamente en todos los casos la fase silícea mayoritaria que se encuentra es el ópalo C-T, existen variaciones entre aquel que constituye la "sílice blanca o clara" y el que forma los niveles opalinos diferenciados. Considerando en los difractogramas de rayos X la anchura a mitad de la altura del pico atribuido a la cristobalita, dentro de esta estructura del ópalo C-T, se observa que en los niveles opalinos la cristobalita presenta mayor anchura que en la "sílice blanca o clara", de la caliza. Por lo tanto, podría interpretarse de acuerdo con Mitsui y Taguchi (1977) que la "sílice clara o blanca" presenta mayor cristalinidad. Sin embargo, las diferencias son pequeñas y los datos hay que tomarlos con prudencia, porque en la anchura del pico también influye la proporción de cuarzo que posee la muestra.

En muchos niveles opalinos coexisten realmente los dos tipos de manifestaciones silíceas, destacando las acumulaciones aisladas de "sílice blanca o clara", dentro de los tonos marrones o verdes de los niveles opalinos.

Los tramos *g* y *j* permiten observar que los bandeados *Liesegang* se modifican en los entornos de estas

acumulaciones de "sílice blanca", adaptándose e incluso, a veces, interrumpiéndose (lám. 3, 1 y 5). Este hecho se podría explicar por dos mecanismos: 1) la "sílice blanca o clara" crece posteriormente al bandedado *Liesegang*, modificándolo en su crecimiento; 2) las formas de adaptación se originan por efecto de la compactación y el peso de los materiales suprayacentes, siendo el ópalo con bandedado *Liesegang* plástico y las acumulaciones de "sílice clara" rígidas. La segunda teoría es más factible, porque las acumulaciones de "sílice clara" reflejan características texturales del sedimento primitivo (pseudomorfo de cristales de yeso, fósiles, etc.), mientras que la silicificación que origina el bandedado *Liesegang* borra, en gran parte, las características texturales del sedimento inicial. Si las acumulaciones de "sílice clara" hubiesen sido "exudaciones" de ópalo C-T que hubieran desplazado los bandeados *Liesegang*, nunca podrían reflejar la textura del sedimento primitivo, como de hecho lo hacen. Por otra parte, por efecto de la compactación, se ve que alrededor de los terrígenos que poseen un tamaño mayor que el intervalo entre las bandas *Liesegang*, se da el mismo fenómeno (lám. 3, 6).

Hay que pensar entonces que durante la compactación de la roca, ambos componentes (terrígenos y acumulaciones de "sílice clara") eran rígidos en relación al ópalo que constituye el nivel en el que están englobados. Estas diferencias de plasticidad, entre los dos tipos de manifestaciones silíceas, pueden ser explicadas si consideramos que las acumulaciones de "sílice clara" son anteriores, al llevar más tiempo constituidas, por efecto del envejecimiento (*ageing*), han perdido gran proporción de agua que el nivel opalino formado posteriormente todavía conserva.

La alta plasticidad de estos niveles opalinos, en los primeros momentos de su formación, los hace muy sensibles no solo ante el peso de los materiales suprayacentes, sino también ante la inestabilidad tectónica de la cuenca, por lo que en ellos son frecuentes estructuras de deformación (fracturas, "micromantos", etc., Bustillo y Martín Escorza, 1984).

Pensamos entonces que inicialmente se produce una silicificación discontinua que ha originado nódulos, o manchas de ópalo C-T ("sílice blanca o clara") en zonas preferentes o selectivas del sedimento calcáreo. Dependiendo de la naturaleza de este material inicial afectado (biomicritas, lodos carbonáticos con nódulos de yeso, etc.), estas acumulaciones de ópalo C-T tienen morfologías diversas. Poco después tiene lugar el fenómeno de silicificación intensa que ha producido los niveles ópalo-arcillosos en los que se pueden constituir estructuras *Liesegang*. En las zonas de borde de algunos de estos niveles, en el tránsito hacia la caliza, cuando la opalinización es ya poco intensa, se produce también una silicificación discontinua y se origina "sílice clara o blanca" (lám. 1, 2).

Discusión

El análisis de las características sedimentológicas y petrológicas hace pensar que los principales tipos de manifestaciones silíceas se producen por diferentes procesos de sustitución en los sedimentos calcáreos palustres y lacustres. No se han observado perfiles de alteración típicos (Thiry, 1981), en los que puedan quedar justificadas estas silicificaciones, por lo que pensamos que éstas deben ser explicadas en el ambiente sedimentario-diagenético.

La aparición de diatomeas en la parte inferior y media de la columna es interesante, a pesar de que por las características del material que las engloba (ópalo C-T), todavía no han podido ser aisladas para su clasificación.

Ello es debido a que su simple aparición, que no había sido notificada anteriormente, conlleva un hecho importante en cuanto a la génesis de la sílice y los procesos de silicificación que son tan frecuentes en el Mioceno de la cuenca del Tajo. Este hecho es que en las pequeñas depresiones que constituyen los medios sedimentarios considerados, existe una concentración en sílice suficiente para que se de una sedimentación biosilícea.

El registro que queda de esta sedimentación biosilícea es muy pequeño, lo cual es lógico, si consideramos las condiciones en que ésta se produce y los sedimentos acompañantes.

Primeramente, en los lagos poco profundos la conservación de las frústulas de diatomeas es mala, porque existe demasiada movilidad en el agua, motivada entre otras causas por el calentamiento diario de las aguas superficiales. Bajo estas condiciones, los frústulas de diatomeas se rompen y se aceleran los fenómenos de disolución (Gasse, 1975).

Posteriormente, dentro del sedimento, las diatomeas coexisten con componentes carbonatados que incluyen algas. De acuerdo con Schafer y Stapf (1978) por efecto de la descomposición de filamentos de algas, se pueden producir microambientes alcalinos en los que las frústulas de diatomeas se disuelven. Vemos entonces que tanto el medio sedimentario como el ambiente diagenético son muy poco propicios para la conservación de la sedimentación biosilícea.

La evolución del ambiente de formación de los sedimentos carbonatados se ve analizando las variaciones de la columna. Los episodios micríticos laminados de la base de la columna se han formado posiblemente con la participación de velos algales que podrían incluir diatomeas. Lucas *et al.* (1976) citan en el interior de construcciones algales bolsadas de diatomeas, que podrían corresponder en el caso estudiado por nosotros, con ciertas acumulaciones de ópalo C-T, donde están concentradas o se hacen más patentes las formas atribuidas a diatomeas.

En la parte media de la columna (tramos *e*, *h*, *k*, *l*, *m*), aparecen las facies laminadas producidas funda-

mentalmente por acumulación de fósiles calcáreos (ostrácodos, caráceas y moluscos) y episodios micríticos, no detectándose frústulas de diatomeas. Se interpreta que son las facies lagunares más profundas dentro del carácter somero general. Destacan en el tramo *e*, los niveles de concentración de fragmentos de caráceas, las cuales provendrían de ambientes más litorales y serían transportadas y acumuladas en estas zonas algo más profundas.

Sobre las facies laminadas aparecen biomicrocritas (tramos *g*, *i*) donde los componentes calcáreos vienen a ser los mismos, pero no se concentran en horizontes, sino que aparecen desorganizados en el sedimento micrítico. En estas facies, en alguna ocasión, si se detectaron diatomeas, aunque se encuentran deterioradas. En el tramo *g* aparecen los fragmentos de vertebrados, estableciéndose en el techo de este tramo un período de desecación, por lo que hay que hablar ya de subaerismo.

Este episodio subaéreo es interesante en cuanto a que sitúa temporalmente uno de los procesos de opalinización con estructuras *Liesegang*. Los bandeados y elipses *Liesegang* están afectados por un sistema de fracturas posteriores que, según los estudios de paleorientación, indican la acción de campos tensionales (Bustillo y Escorza, 1984). Sobre la superficie del estrato, en algunas zonas, se observa que los bordes de las fracturas se curvan, indicando desecación. Por lo tanto, primero se constituye el nivel opalino, luego se fractura y luego es afectado por la desecación. De acuerdo con esto, esta opalinización es penecontemporánea con la sedimentación, anterior al subaerismo y a la constitución del sedimento laminado suprayacente. Aunque los medios no son enteramente comparables, hay que señalar que actualmente en el Coorong Lagoon del sur de Australia se ha descrito la formación de un gel opalino por silicificación, en lagos efímeros con sedimentación carbonatada, en momentos relacionados con la desecación, con la posibilidad de que se originen también arcillas autigénicas (Petterson y Borch, 1965).

En la parte alta de la columna, antes de la sedimentación margo-arcillosa, los niveles de caliza manifiestan más frecuentemente bioturbación, que puede indicar mayor continuidad de los sedimentos someros. Los niveles ópalo-arcillosos de esta parte superior pueden presentar, a su vez, la estructura en canales. Aunque no hay criterios claros para la interpretación de esta estructura, se piensa que se origina al opalinizarse una caliza que posee canales de raíces o burrows rellenos con arcilla. Durante esta silicificación se ataca preferentemente la caliza, mientras que la arcilla del relleno no se afecta; posteriormente, al lavarse la arcilla en el exterior, queda en el ópalo el hueco de los canales.

En general, el ambiente es de baja salinidad. Existen pocos episodios de formación generalizada de cristales de yeso con el barro micrítico, que se ins-

tauran cuando la salinidad del agua intersticial crece motivado posiblemente por etapas más largas de desecación y evaporación.

Conclusiones

Todo tipo de facies, desde las lacustres poco profundas a las que han sufrido subaerismo, pueden manifestar fenómenos de silicificación, aunque éstos son distintos.

Se ha determinado que hay una silicificación primaria que es discontinua, difusa e irregular, y otra posterior que se superpone a la anterior en muchos casos y que constituye los niveles continuos ópalo-arcilloso, a veces con estructuras *Liesegang*.

Aunque no se puede determinar la importancia de la sedimentación biosilíceas, ya que la mayoría de las frústulas de las diatomeas se han disuelto, pensamos que es difícil justificar todas las silicificaciones solo con esta fuente de sílice.

El quimismo de las disoluciones silíceas que produjeron la primera silicificación debe de ser diferente al de las disoluciones que originaron la silicificación más tardía (niveles opalinos), ya que en el primer caso sólo se constituyen minerales de la sílice, mientras que en el segundo se han formado ópalo silico-aluminosos con sepiolita, u ópalo silíceos con sepiolita y otros minerales de la arcilla.

La fuente de la sílice para el primer tipo de silicificación podría ser las frústulas de las diatomeas, que al estar repartidas por el sedimento y disolverse, producen las soluciones silíceas que afectan discontinuamente a toda la roca. Pequeñas migraciones de estas soluciones por diferencias, por ejemplo, en el gradiente de concentración de sílice, hace que se afecten también sedimentos próximos, aunque no posean diatomeas.

La segunda silicificación que produce opalinización y sepiolitización es más compleja y se cree que no está tan relacionada directamente con la sedimentación biosilíceas. Para Wells (1983) las silicificaciones continentales localizadas en niveles continuos delgados y de extensión lateral, suelen estar relacionadas con el techo del nivel freático. Sin embargo, no aplicamos este modelo a nuestro caso, porque en el tramo g se advierte que esta silicificación es previa a una etapa de subaerismo. El hecho de que las facies laminadas de acumulación, que son las facies más profundas, dentro de este ambiente somero, no tengan esta silicificación, apoya la idea de que su formación está favorecida por el subaerismo. Pensamos que esta silicificación se produce en la interfase agua-sedimento, cuando el espesor de la lámina de agua de las pequeñas depresiones, en las que se originase la sedimentación lacustre-palustre es muy pequeña (quizás de milímetros). El agua que alimenta estas depresiones puede provenir, en parte, de las aguas

freáticas de las zonas externas de los abanicos aluviales próximos y deben ser ricas en Si y Mg. Cuando el espesor de la lámina de agua es muy pequeño, la concentración en sílice y magnesio se vuelve muy alta, y casi en el momento de la desecación se produce la silicificación y sepiolitización.

Las cementaciones silíceas sobre diferentes porosidades de la roca (fenestral, pequeños huecos kársticos, etc.) indican que aunque las dos silicificaciones son muy tempranas, posteriormente hay removilización de parte de esta sílice opalina inicial para originar cementaciones y posiblemente silicificaciones de cuarzo más tardías que hacen compleja la historia diagenética de la roca calco-silíceas.

Agradecimientos

El autor expresa su agradecimiento a la doctora I. Zamarrero, de Instituto Jaime Almera (C.S.I.C., Barcelona), por los comentarios y consejos recibidos durante la realización del trabajo. Asimismo, su reconocimiento a la doctora A. Mitsud, del Instituto de Edafología y Agrobiología Vegetal (C.S.I.C., Madrid), por la interpretación de arcillas mediante difracción de rayos X y microscopía electrónica de transmisión.

Bibliografía

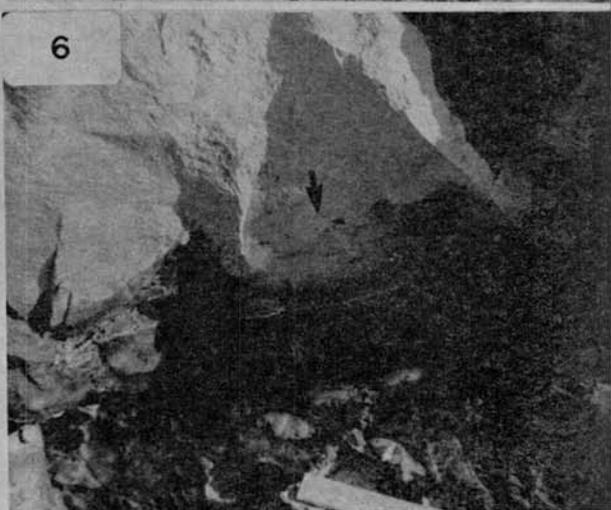
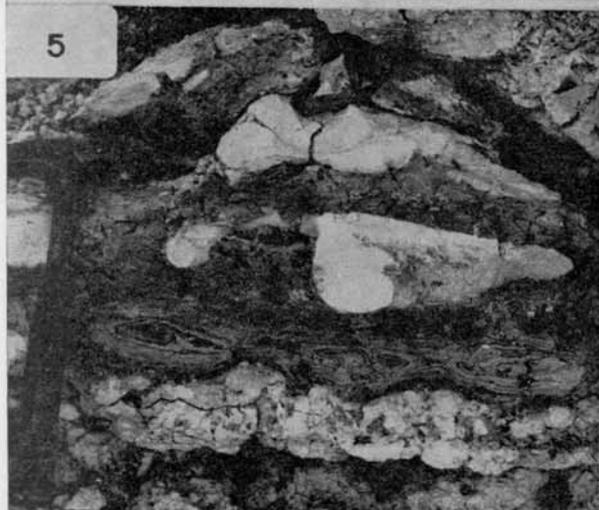
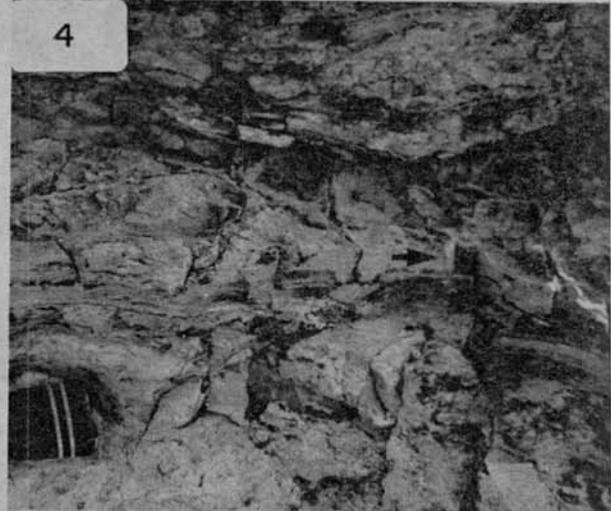
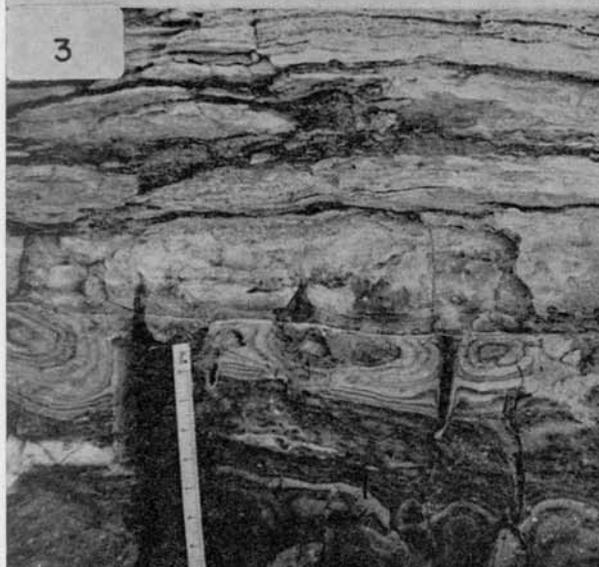
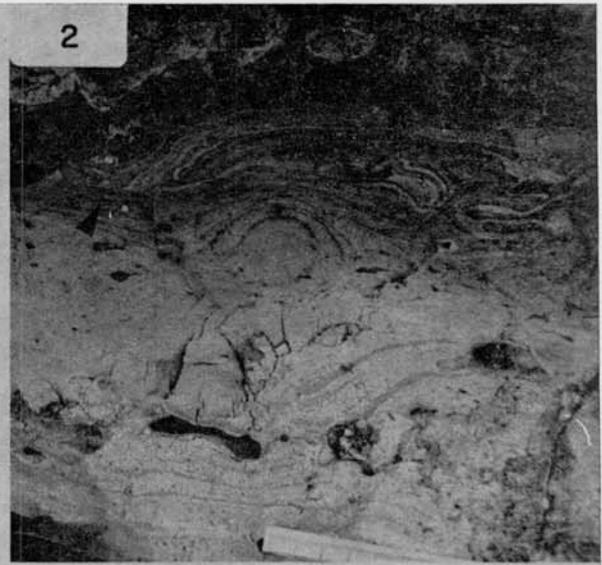
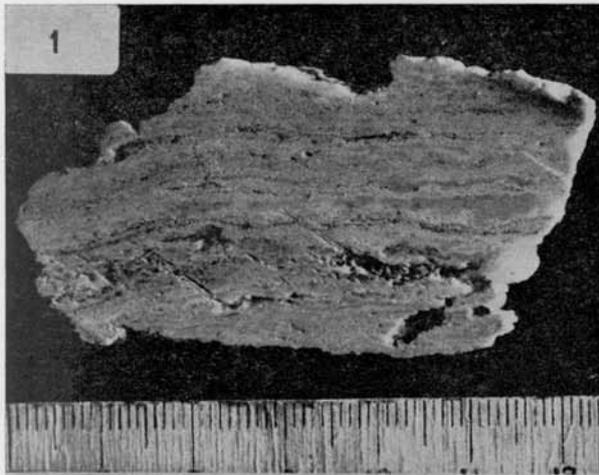
- ARBAY, F.
1980. Les formes de la silice et l'identification des evaporites, dans les formations silicifiées. En: Les evaporites, mecanismes, diagenese et applications. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf. Equitaine*, 4, 309-364.
- BUSTILLO, M. A.
1976. Estudio petrológico de las rocas silíceas miocenas de la cuenca del Tajo. *Estudios geol.*, 32, 451-497.
1978. Significado de las rocas silíceas en la sedimentación miocena de la cuenca del Tajo. *Estudios geol.*, 34, 129-132.
- BUSTILLO, M. A. y MARTÍN ESCORZA, C.
1984. Estructuras primarias y de deformación en rocas opalinas del Mioceno medio (Toledo). *Publ. del I Congreso Nacional de Geología*. Segovia, tomo I, 159-171.
- FOLK, R. y PITTMAN, S.
1971. Length-slow chalcedony: a new testament for vanished evaporites. *J. Sedim. Petrol.*, 41, 1045-1058.
- GASSE, F.
1975. L'évolution des lacs de l'Afar Central (Ethiopie et T.F.A.I.) du Plio-Pleistocene a l'Actual. Tesis doctoral, 3 tomos, París.
- LUCAS, G.; CROS, P. y LANG, J.
1976. Etude microscopique des roches meubles et consolidées. Doin editeurs, París, 503 págs.
- MAZO, A. V.
1977. *Revisión de los mastodontes de España*. Tesis doctoral. Universidad Complutense. Inédita.

- MAZO, A. V.
1981. Aplicación de los mastodontes a la correlación geológica. *Conferencias Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 27-45 págs.
- MONTY, C. L. V.
1976. The origin and development of cryptalgal fabrics. *Developments in Sedimentology*, 20, 193-251.
- MITSUI, K. y TAGUCHI, K.
1977. Silica mineral diagenesis in Neogene Tertiary Shales in the Tempoko District, Hokkaido, Japan. *J. Sedim. Petrol.*, 47 (1), 158-167.
- NICKEL, E.
1982. Alluvial-fan carbonate facies with evaporites, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain. *Sedimentology*, 29 (6), 797-761.
- SCHÄFER, A. y STAFF, K. R. G.
1978. Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 2, 83-107.
- SMOOT, J. P.
1983. Depositional subenvironments in an arid closed basin; the Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene) Wyoming, U.S.A. *Sedimentology*, 30 (6), 801-829.
- PETERSON, M. N. A. and BORCH, C. C. VON
1965. Chert: Modern inorganic deposition in a carbonate-precipitating locality. *Science*, 149, 1501-1503.
- PRADO, C.
1864. Descripción física y geológica de la provincia de Madrid. *Junta General de Estadística*, 219 páginas.
- ROYO GÓMEZ, J.
1928. El Terciario continental de la cuenca alta del Tajo. Datos para el estudio de la geología de la provincia de Madrid. *I.G.M.E.*, 17-28.
- THIRY, M.
1981. Sedimentation continentale et alterations associées; calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris. *Mem. Sciences Geol.*, 64, 173 págs.
- WELLS, N. A.
1983. Carbonate deposition, physical limnology and environmentally controlled chert formation in Paleocene-Eocene Lake Flagstaff central Utah. *Sedimentary Geology*, 35, (4), 263-297.

Recibido el 20 de marzo de 1984.
Aceptado el 4 de julio de 1984.

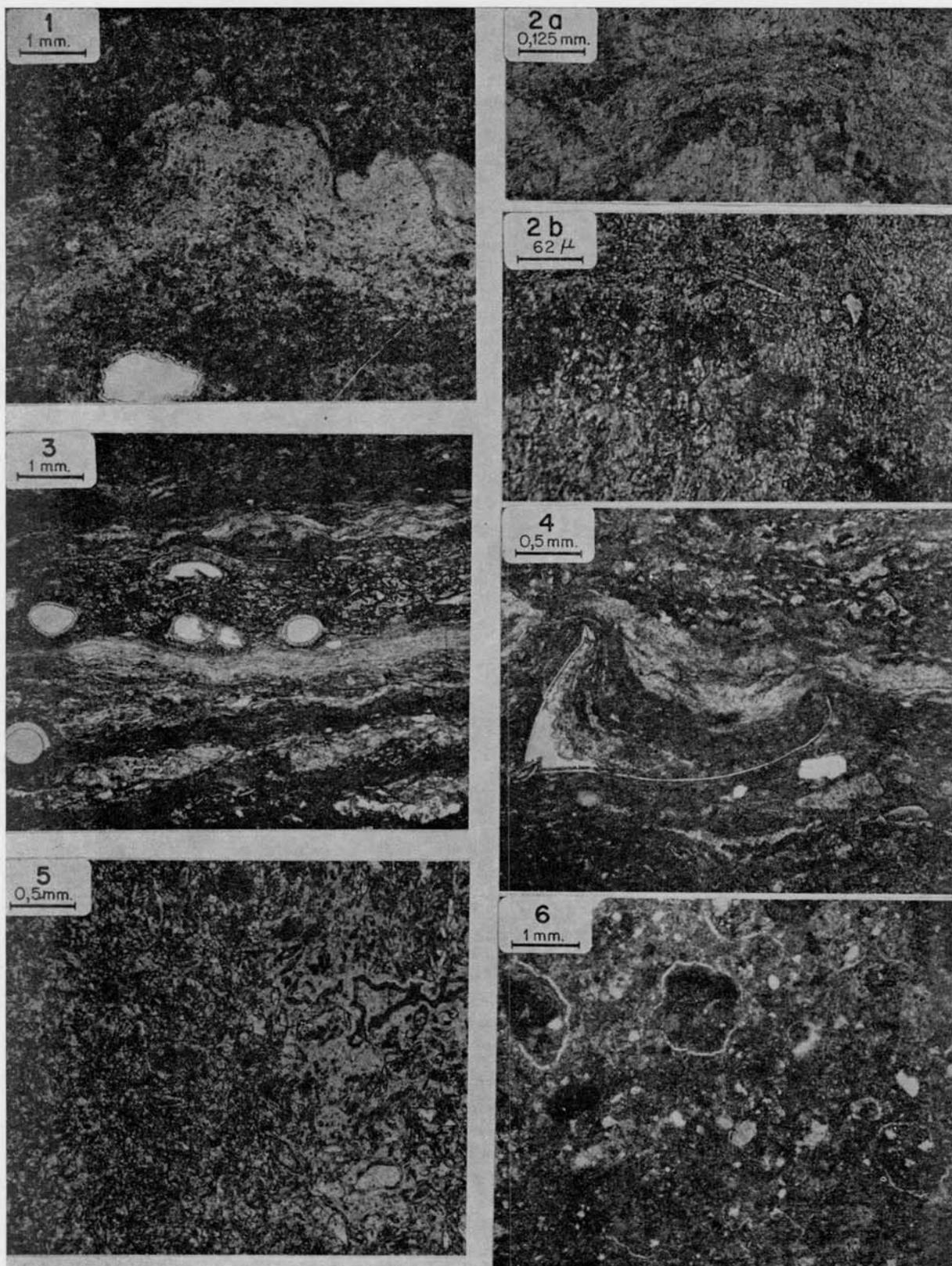
LAMINA 1

- 1.—Caliza con láminas milimétricas irregulares, parcialmente silicificada (“sílice clara o blanca”). Tramo *e*.
- 2.—Parte superior: nivel continuo ópalo-arcilloso con estructuras Liesegang (elipses y bandeados paralelos a la estratificación). Se observa grietas y “micromantos” (flechas). Parte inferior: caliza parcialmente silicificada (sílice clara o blanca); esta silicificación se localiza en niveles que parecen querer continuar el bandeo Liesegang superior. El paso de una parte a otra es gradual. Las cavidades de la parte calcárea están cementadas por sílice. Tramo *g*.
- 3.—Parte superior del ópalo-arcilloso coincidiendo con la superficie del estrato (tramo *g*), y base del tramo *h* que corresponde a la caliza con laminación milimétrica parcialmente silicificada (sílice clara o blanca).
- 4.—Zona del techo del tramo *g*, donde se advierte que los bordes de las grietas están curvos (flecha), como en las grietas de desecación.
- 5.—Opalo-arcilloso con estructuras Liesegang que encierra restos de caliza sin silicificar (capas y lentejones claros). Tramo *j*.
- 6.—Estructura Liesegang parcialmente constituida (flecha) sobre la caliza todavía no silicificada. Tramo *j*.



LAMINA 2

- 1.—Acumulaciones de ópalo C-T con morfología de aspecto orgánico (*¿algar?*). N //.
- 2.—*a*) Láminas micríticas incluidas en las acumulaciones de ópalo C-T y diatomea (flecha). N //.
b) Detalle de la frustula de la diatomea anterior, situada cerca de la lámina micrítica. N //.
- 3.—Caliza con laminación milimétrica irregular. Se encuentra parcialmente silicificada. Tramo *e*. N //.
- 4.—Laminación adaptada al fósil por efecto de la compactación. Las zonas más claras corresponden a las partes silicificadas. N //.
- 5.—Pseudoesparita con pseudomorfos lenticulares de cristales de yeso, parcialmente silicificada por ópalo (parte derecha). N //.
- 6.—Microsparita con terrígenos, clastos ópalo-arcillosos, gravels, etc. N //.



LAMINA 3

- 1.—Opalo-arcilloso con bandeo Liesegang deformado por las acumulaciones de ópalo C-T.
Tramo *j*.
- 2.—Pseudomorfos lenticulares de cristales de yeso dentro de las acumulaciones de ópalo C-T. N //.
- 3.—Porosidad fenestral cementada por sílice. El primer tapizado (isotropo) es opalino, el resto de la cementación es de cuarzo (calcedonita y mosaicos). NX.
- 4.—Sepiolita. Microscopía electrónica de barrido.
- 5.—Deformación de las bandas Liesegang alrededor de las acumulaciones de ópalo C-T.
N //.
- 6.—Deformación de las bandas Liesegang alrededor de los terrígenos. N //.

