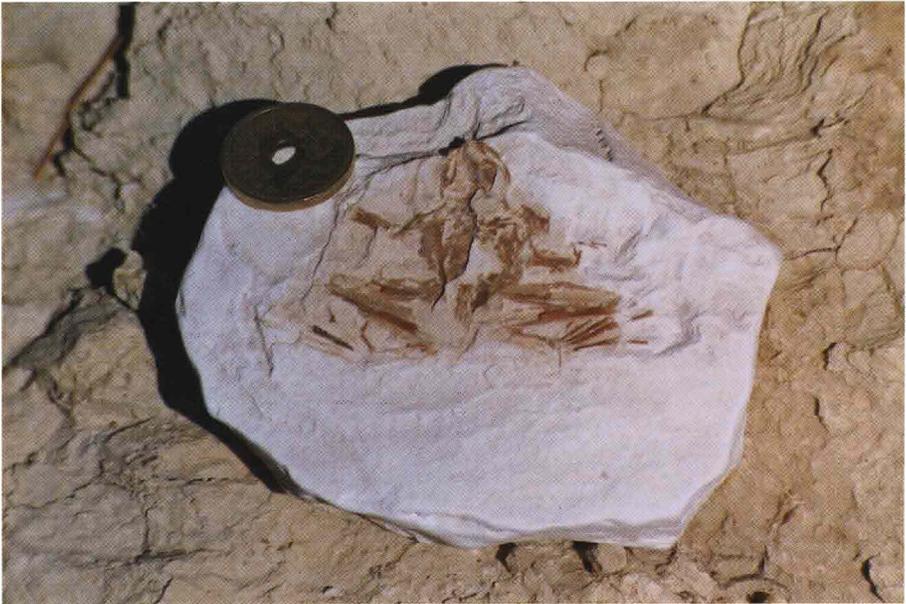


SERGIO JIMÉNEZ SÁNCHEZ

**FORMACIÓN DE DEPÓSITOS
DIATOMÍDICOS EN CUENCAS
NEÓGENAS DEL SURESTE
DE LA PROVINCIA DE ALBACETE**



**INSTITUTO DE ESTUDIOS ALBACETENSES
DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN DE ALBACETE**

SERGIO JIMÉNEZ SÁNCHEZ

**FORMACIÓN DE DEPÓSITOS
DIATOMÍDICOS EN CUENCAS
NEÓGENAS DEL SURESTE
DE LA PROVINCIA DE ALBACETE**



INSTITUTO DE ESTUDIOS ALBACETENSES
DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN DE ALBACETE

Serie I – Estudios – Número 101
Albacete 1997

Portada: Gran rana fosilizada en depósitos lacustres de carácter diatomítico.
Ejemplar cortesía de Juan Manuel Molina López.

JIMÉNEZ SÁNCHEZ, Sergio

Formación de depósitos diatomíticos en cuencas neógenas del
sureste de la provincia de Albacete / Sergio Jiménez Sánchez.

Albacete: Instituto de Estudios Albacetenses, 1997

150 p. : il; 22 cm. -- (Serie I-Estudios; 101)

Bibliografía: p. 141-150

ISBN 84-87136-74-5

1. Estratigrafía-Albacete (Provincia)-Neógeno.

2. Sedimentación-Albacete (Provincia)-Neógeno.

I. Instituto de Estudios Albacetenses. II. Título. III. Serie

551.782(460.288)

551.3.051(460.288)

INSTITUTO DE ESTUDIOS ALBACETENSES DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN DE
ALBACETE ADSCRITO A LA CONFEDERACIÓN ESPAÑOLA DE CENTROS DE
ESTUDIOS LOCALES (CSIC)

D.L.: AB-350-97

I.S.B.N.: 84-87136-74-5

Composición, impresión y encuadernación: ARTES GRÁFICAS SAN MIGUEL, S.A.
Ctra de Mahora. Km.2 Apdo.933. 02080 ALBACETE

ÍNDICE

I.- INTRODUCCIÓN	11
1.- Objetivos	11
2.- Metodología	11
- de campo	11
- de laboratorio	12
3.- Situación geográfica	13
4.- Contexto geológico-estructural	17
- Descripción de los materiales infrayacentes	20
5.- Antecedentes	23
II.- LITOESTRATIGRAFÍA	26
1.- Cuenca de Gallego:	26
a.- Descripción de la cuenca	26
b.- Descripción de la sección	28
2.- Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas:	34
a.- Descripción de la cuenca	34
b.- Descripción de las secciones:	36
- Sección “CELITE”	36
- Sección “Alarcón Palacios”	44
- Sección “Rambla del Buitre”	47
3.- Cuenca de Híjar:	47
a.- Descripción de la cuenca	47
b.- Descripción de la sección	51
III.- ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y PETROLOGÍA.	
TIPOLOGÍA DE FACIES	58
a.- Depósitos aluviales-deltaicos	58
b.- Depósitos de plataforma carbonatada lacustre	63
c.- Depósitos de laminitas diatomíticas	67
d.- Depósitos turbidíticos	72
e.- Niveles slumpizados	75
IV.- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	79
V.- MODELOS SEDIMENTARIOS	89
1.- Sedimentación en la cuenca de Gallego	89

2.- Sedimentación en la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas	92
3.- Sedimentación en la cuenca de Híjar	94
VI.- APLICACIONES DE LAS DIATOMITAS	97
VII.- RESUMEN Y CONCLUSIONES	98
APÉNDICE	102
BIBLIOGRAFÍA	145

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar en primer lugar mi más profundo agradecimiento a los Doctores D. José Pedro Calvo Sorando y D^a Ana María Alonso Zarza de la Universidad Complutense de Madrid por su continuo asesoramiento científico así como por su inestimable apoyo humano. Ellos siempre han sabido dar solución a todos los problemas que se han ido presentando a lo largo del trabajo.

Merece mención especial el Instituto de Estudios Albacetenses (Excelentísima Diputación Provincial de Albacete) por el apoyo económico (Ayudas a la Investigación) que me ha brindado para la realización de esta labor científica.

También quiero hacer extensivo este agradecimiento al Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid que ha puesto a mi alcance todos los medios tanto técnicos como humanos con que dispone. Vaya desde aquí todo mi respeto y admiración a todo el personal del citado Departamento.

Así mismo quiero hacer llegar mi agradecimiento a S. Martín y M.A. Rodríguez-Pascua del Departamento de Geología Estructural por haberme facilitado una valiosísima información sobre el contexto estructural en el que se desarrollaron las cuencas lacustres que este trabajo aborda. Son numerosas las horas de campo que hemos compartido y que han permitido el establecimiento de una sincera amistad.

Es justo recordar también el excelente trato y las facilidades dadas para este trabajo de todo el personal de la empresa “Celite Hispánica, S.A.”

Gracias también al Doctor D. David Gómez-Gras, de la Universidad Autónoma de Barcelona, a quien debo sus sabios consejos sobre la interpretación de los terrígenos de origen aluvial de la Cuenca de Gallego.

Agradecido también a los Doctores A. Bellanca y R. Neri, del Instituto de Mineralogía, Petrografía e Geochimica de la Universidad de Palermo, por las determinaciones isotópicas de las muestras pertenecientes a las tres cuencas estudiadas.

Quiero hacer llegar desde estas páginas una mención especial a todos aquellos amigos y compañeros de los que he recibido un inestimable apoyo.

Y, por último, quiero agradecerle todo a mi familia, porque sin su constante aliento e incondicional apoyo, esta tarea nunca hubiese sido posible.

Quiero aquí y ahora hacer constar para todas estas personas mi más sincero agradecimiento.

Sergio Jiménez Sánchez

I.- INTRODUCCIÓN

1.- OBJETIVOS

El objetivo principal de este trabajo de investigación es el estudio, desde el punto de vista litoestratigráfico y sedimentológico, de los materiales de relleno de las cuencas lacustres de edad Neógeno Superior localizadas al Sureste de la provincia de Albacete.

Se han estudiado tres cuencas (cuenca de Gallego, cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas y cuenca de Híjar) pertenecientes a este área, con el fin de establecer un modelo de sedimentación para cada una de ellas y en base a estos modelos, tratar de dar una explicación a la presencia o no de diatomitas.

Se pretende levantar una serie de columnas litoestratigráficas, llevando a cabo además un muestreo selectivo de las mismas y someter estas muestras a diferentes técnicas de laboratorio.

Una vez realizado ésto se intentaría distinguir los diferentes tipos de facies mayores con el propósito de reconocer los niveles de diatomita y determinar de esta manera las condiciones necesarias para la formación de estas grandes acumulaciones de restos silíceos. Mediante la geoquímica isotópica se intentará reconstruir las condiciones hidroquímicas que reinaban en el lago durante la deposición de los materiales. Una vez realizado todo ésto, se establecerán modelos de sedimentación para cada cuenca indicando las pautas de evolución de cada una de ellas.

2.- METODOLOGÍA

Describiremos por una parte la metodología llevada a cabo en el campo y, por otra, la metodología de laboratorio.

* Metodología de campo.

1.- Levantamiento de columnas.

En la cuenca de Gallego se han levantado y muestreado dos columnas litoestratigráficas, que nos han permitido reconocer las asociaciones de facies que rellenan esta cuenca, ya que éste es el primer trabajo geológico de detalle que se realiza en esta cuenca.

En la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas se han levantado y muestreado dos columnas en la explotación de la empresa “Celite”. Además se han revisado las columnas estudiadas por el Dr. D. Emilio Elizaga en su Tesis Doctoral (Elizaga, 1990, 1994) y

se han modificado mediante el estudio más en detalle de varios de los ciclos margas-carbonatos que componen las citadas columnas. También se ha realizado un nuevo muestreo de los materiales representados en estas columnas.

Para la cuenca de Híjar se ha revisado la columna de la “Rambla del Mojón” (que ya había sido representada en la Tesis Doctoral antes citada), completándose con nuevos muestreos y estructuras sedimentarias observadas recientemente.

2.- Cartografía geológica.

Para el caso de la cuenca de Gallego se ha llevado a cabo una cartografía a escala 1/40.000 en la que se han distinguido las diferentes unidades sedimentarias. Para esta cartografía se han consultado los mapas topográfico y geológico 1/50.000 de la zona y se ha contado con el apoyo de vuelos fotogeológicos a escala 1/20.000.

En las otras dos cuencas se ha tomado como base la cartografía realizada por Elizaga (1990,1994), completando ésta con el reconocimiento de algunas fracturas que hemos considerado importantes, pues condicionan la formación y posterior relleno de las cuencas.

* Metodología de laboratorio

1.- Microscopía óptica.

Se ha utilizado esta técnica para determinar las microfacies de los materiales detríticos así como de los carbonatos. Se ha realizado una clasificación y caracterización de las muestras en función de sus componentes y la relación entre éstos.

2.- Microscopía electrónica.

Se ha realizado en el Centro de Microscopía Electrónica de la Universidad Complutense mediante un equipo modelo JSM 6.400. Nos hemos centrado en el estudio de materiales que presentaban una baja consistencia, lo que dificultaba la realización de láminas delgadas. De este modo se han observado los materiales margosos y las laminitas diatomíticas.

Esto nos ha permitido observar las acumulaciones de frústulas de diatomeas y otros componentes mineralógicos que no habían sido detectados por microscopía óptica.

3.- Difracción de Rayos-X.

Nos han permitido determinar la composición mineralógica de las muestras estudiadas.

Se ha utilizado un difractómetro del tipo PW1840 con ánodo de cobre. Los análisis se han llevado a cabo sobre la muestra total pulverizada.

Mediante el estudio de los difractogramas obtenidos se ha determinado la composición mineralógica de las muestras y, teniendo en cuenta el poder reflectante de cada mineral, se ha hecho un cálculo semicuantitativo de la proporción de cada mineral dentro de cada una de las muestras (ver Apéndice al final del libro).

La sílice amorfa perteneciente a las diatomeas se ha detectado mediante la comparación entre difractogramas de muestras sin diatomeas y difractogramas de muestras ricas en diatomeas (detectadas mediante microscopía electrónica). En el difractograma de muestras de diatomitas se observa la aparición de un cierto “abombamiento” de la curva del difractograma entre los valores 18° y 28° del ángulo de lectura (ver gráfico en página siguiente).

4.- Geoquímica isotópica.

Los datos isotópicos han sido obtenidos en colaboración con el Instituto de Mineralogía, Petrografía e Geochimica de la Universidad de Palermo mediante un espectrómetro de masas modelo VARIAT MAT 250. Los datos han sido expresados mediante relación isotópica referida al standard PDB-1.

La interpretación de los datos paleontológicos, tanto de la fauna de gasterópodos como de diatomeas, se ha basado en la bibliografía existente.

3.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio se localiza al Sureste de la provincia de Albacete, en las proximidades de las poblaciones de Elche de la Sierra y Liétor.

De las tres cuencas estudiadas, dos se localizan en la hoja N° 867 del Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (hoja de Elche de la Sierra); son las cuencas de Gallego y Elche de la Sierra-Cobatillas. La tercera cuenca, llamada “Cuenca de Híjar”, pertenece a la Hoja N° 842 (hoja de Liétor).

La cuenca de Gallego se localiza inmediatamente al norte de la pedanía del mismo nombre, situada junto al Río Segura, a 7 Km de Elche de la Sierra en dirección Caravaca.

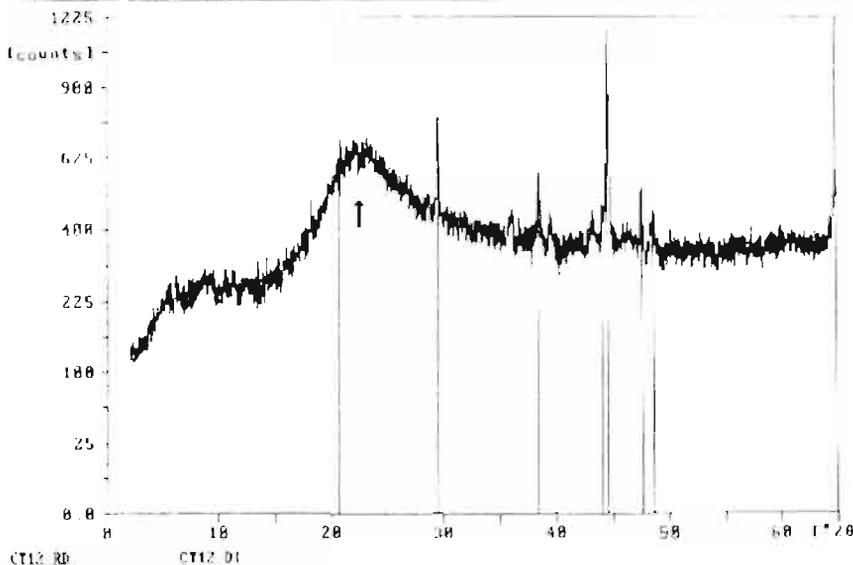


Diagrama de difracción de Rayos-X. La flecha indica la respuesta a la presencia de sílice amorfa.

La cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas se encuentra a lo largo de la carretera Elche de la Sierra-Hellín, comenzando a 3 Km de la primera población y extendiéndose unos 8 Km en dirección E-W.

La cuenca de Híjar se sitúa justo al norte del Río Mundo, en las proximidades de la pedanía de Híjar, a medio camino entre las localidades de Liétor y Ayna.

La localización de cada una de estas cuencas, así como de los centros de población más importantes en la zona, se encuentran reflejados en la figura 1.1.

La zona de estudio se encuentra enmarcada en la Sierra del Segura; una región natural que, como su nombre indica, pertenece a la Cuenca Hidrográfica del Segura. Es una zona agreste y semi-árida por la que discurre el Río Segura entre barrancadas, por donde también discurren múltiples ramblas y arroyos, algunos de cierta importancia, como el Río Taibilla, que llega al Segura por su margen derecha, y el Mundo, que paralelo al Segura le viene por la zona norte (orilla izquierda) después de haber regado la extensa vega de Hellín. Para asegurar la regularidad del caudal, se han construido numerosos pantanos, entre los que destacan los del Talave y Camarillas sobre el río Mundo; y los de Fuensanta y Cenajo sobre el Segura.

Un esquema topográfico con la ubicación de las cuencas lacustres aparece representado en la figura 1.2., donde se puede observar perfectamente el cambio de las di-

rectrices béticas de una dirección SO-NE (al Sur de la cuenca lacustre más inferior a la izquierda), a una dirección NO-SE (al Norte de esa misma cuenca lacustre). Pero de esto se hablará en el apartado siguiente. En la figura 1.2 también se ha representado el material procedente de emisiones volcánicas de carácter lamproítico asociadas a un período distensivo durante el Turoliense Superior (Messiniense) (Elizaga y Calvo, 1988). Las intrusiones corresponden a lamproitas similares a las de Fortuna (Elizaga, 1990,1994).

SITUACIÓN GEOGRÁFICA

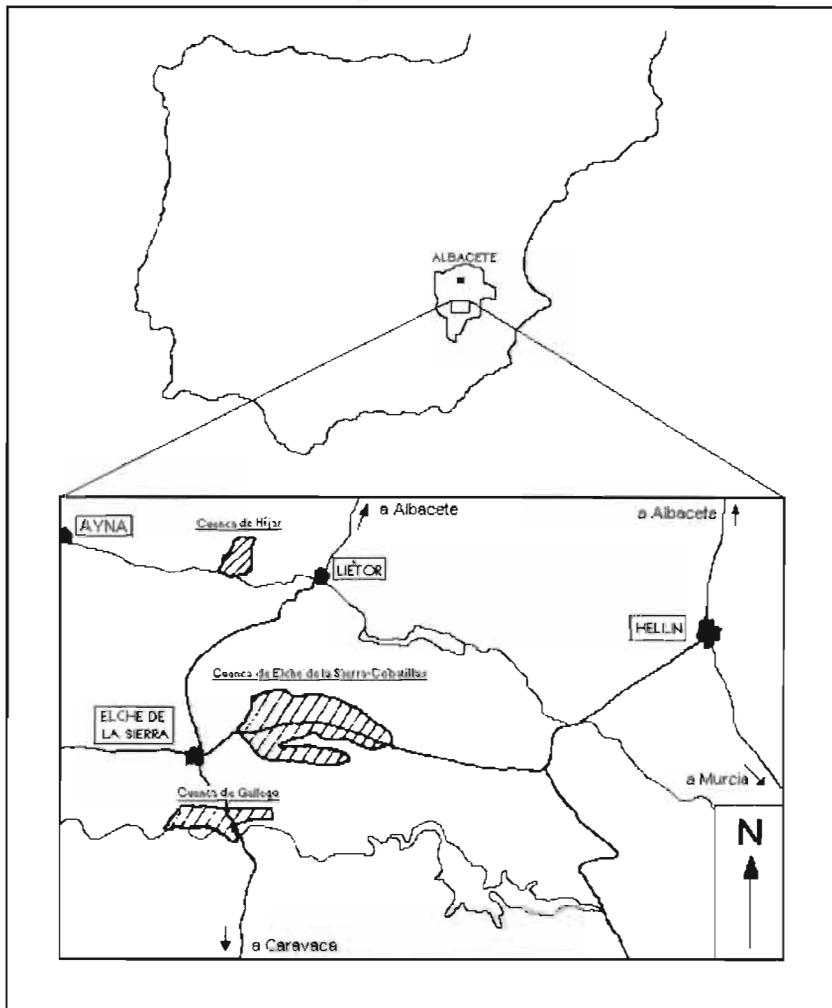


Fig. 1.1 Esquema de los centros y vías de comunicación más importante ubicadas dentro de la zona de estudio.

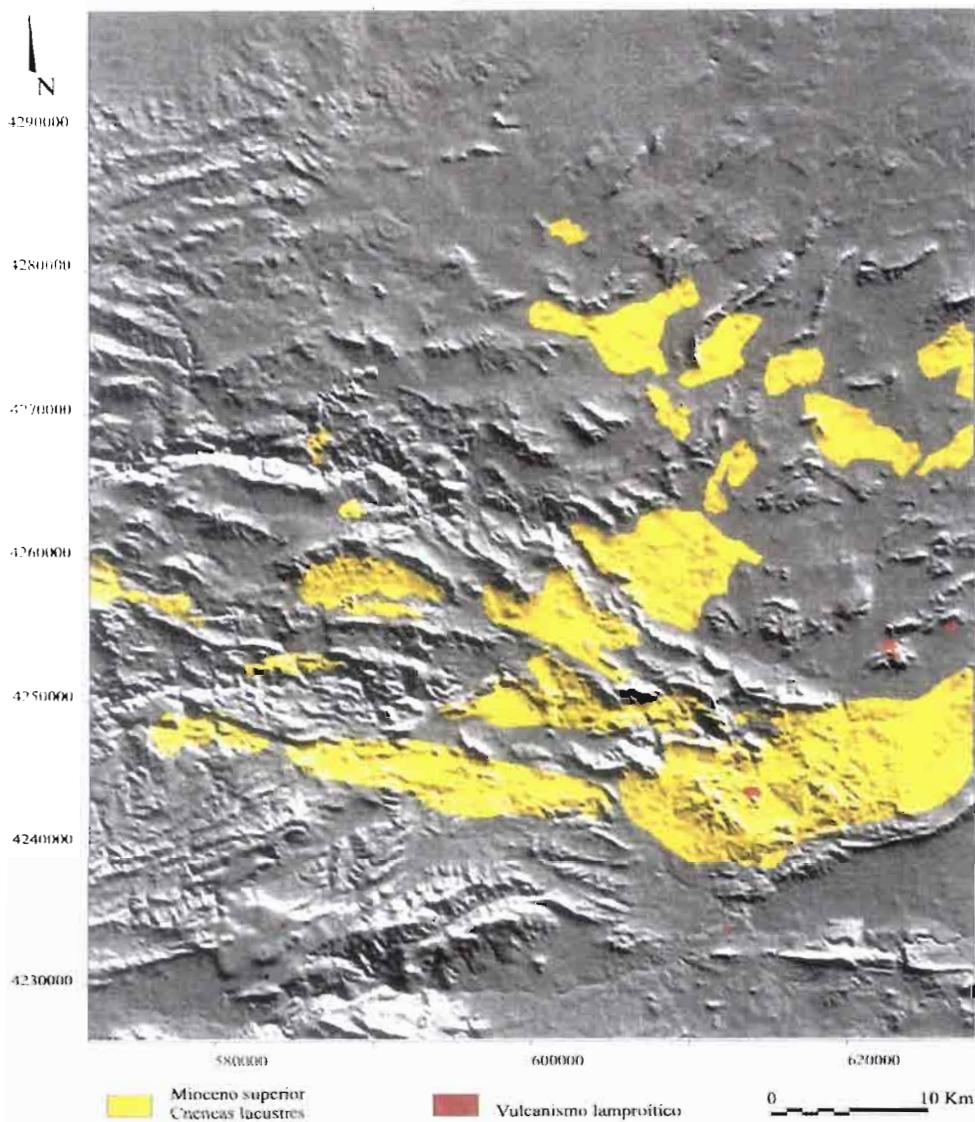


Fig. 1.2. Esquema topográfico de la zona de estudio con detalle de la ubicación de las cuencas lacustres (según Rodríguez Pascua, 1995).

4.- CONTEXTO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL

El área de estudio se encuentra situada dentro del Prebético Externo, pero muy cerca de la "falla de Socovos", la cual separa Prebético Externo e Interno (Jerez Mir, 1973). La zona se relaciona con el arco estructural de Cazorla-Alcaraz-Hellín (Alvaro *et al.*, 1975), donde las directrices Béticas al oeste (de dirección SO-NE), cambian bruscamente de dirección situándose hacia NO-SE. Este cambio de dirección es debido a un sistema de fallas dextrosas de transferencia ligadas a la formación del arco estructural Cazorla-Alcaraz-Hellín (Rodríguez Pascua, 1995), que además condiciona la dirección de los pliegues (Fig. 1.3).

ESQUEMA TECTÓNICO REGIONAL

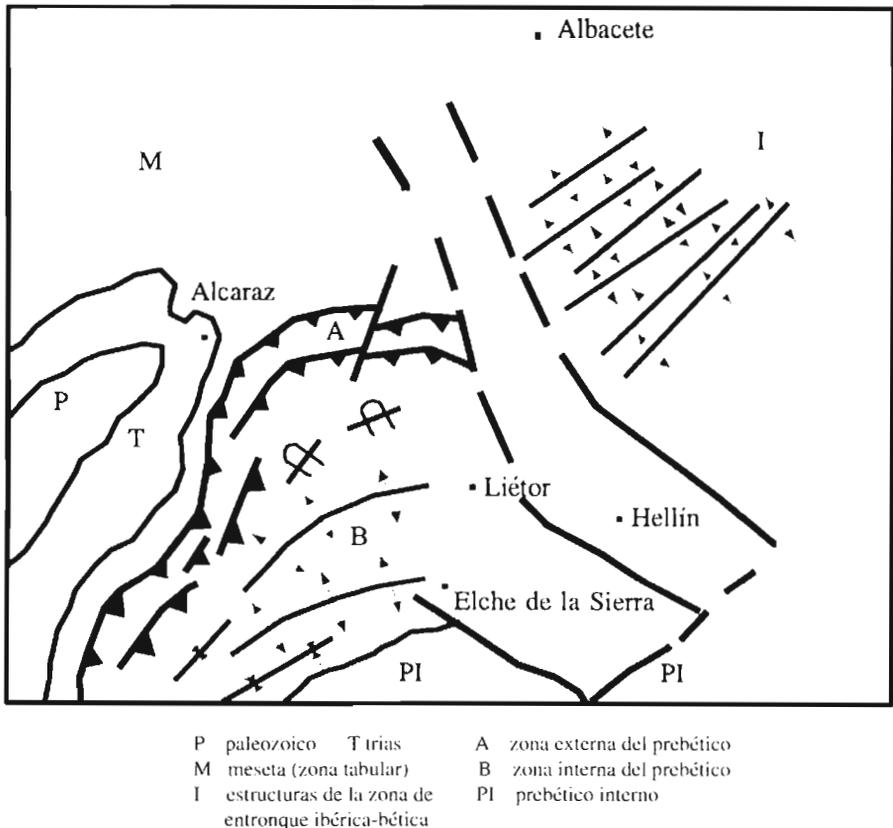


Fig. 1.3. Esquema Tectónico simplificado para la zona Sur de Albacete. (modificado de Calvo *et al.*, 1978)

El subdominio externo del Prebético se caracteriza por los siguientes elementos estructurales:

1. Zona Externa (zona A en la figura 1.3)

- a. contacto neto del Prebético con la Meseta.
- b. desarrollo de escamas formadas por fallas inversas, cabalgamientos y fallas direccionales.

2. Zona Interna (zona B en la fig 1.3)

- a. tránsito NO-SE del dominio de escamas, al dominio de pliegues.
- b. dominio de pliegues.

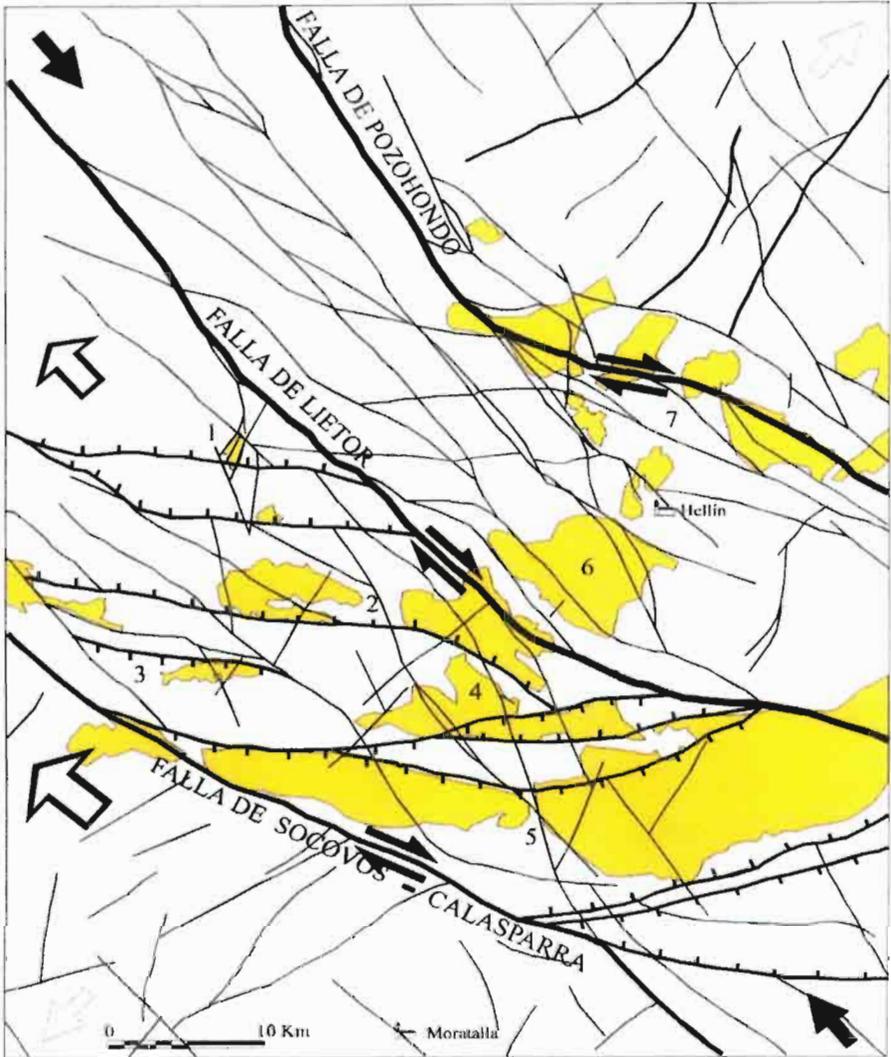
Antes de la deposición del Mioceno Superior continental, el contexto tectónico lo constituían los cabalgamientos y pliegues de la parte externa. En estas estructuras están implicadas los materiales del Mioceno Superior marino pero no los continentales. Este control es el punto cronológico de partida para datar la última etapa de compresión neógena (Alvaro *et al.*, 1975).

Después de esta etapa de compresión se desarrolla un período de distensión que favorece la instalación de las cuencas continentales del Mioceno Superior a favor de fallas normales que siguen siendo activas durante la sedimentación. Esta sedimentación de los materiales lacustres se produjo sobre estructuras sinformes previas, modeladas en materiales Jurásicos, Cretácicos y Terciarios que pasaremos a describir más adelante.

El esquema tectónico de la región en la que se ubican las cuencas descritas en este trabajo se ha representado en la figura 1.4 y en él se pueden observar las direcciones principales de transporte tectónico así como los principales ejes de esfuerzos (compresión y extensión).

Las cuencas se encuentran limitadas frecuentemente por fracturas normales de dirección E-W que siguieron siendo activas durante la sedimentación, la cual, a su vez, estuvo acompañada por la halocinesis de los materiales en Facies Keuper (en ocasiones ligadas a procesos volcánicos). lo que produjo, además de discordancias internas, la verticalización de los estratos lacustres en los contactos con estos materiales Triásicos.

De lo dicho anteriormente se deduce que los materiales que constituyen el contexto geológico sobre el que tiene lugar la formación de las cuencas lacustres son facies marinas correspondientes al Mioceno medio-superior, facies marinas y continentales pertenecientes al Cretácico, facies marinas pertenecientes al Jurásico y materiales, aflorantes esencialmente como diapiros, del Keuper. El Mapa Geológico de la zona viene representado en la figura 1.5 y pasamos a continuación a describir los materiales que constituyen el yacente de las cuencas lacustres.



- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Dirección principal de transporte tectónico Sentido de movimiento en desgarres Desgarre importante Falla normal Falla Principales ejes de esfuerzo Sigma 1 (compresión) Sigma 3 (extensión) | <p>Cuencas terciarias lacustres</p> <ul style="list-style-type: none"> 1 Cuenca de Híjar 2 Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas 3 Cuenca de Casa de Gallego 4 Cuenca del Cenajo 5 Cuenca de Las Minas-Camarillas 6 Cuenca de Iso 7 Cuenca de Hellín |
|--|---|

Fig. 1.4. Esquema Tectónico de la Región (Rodríguez Pascua, 1995)

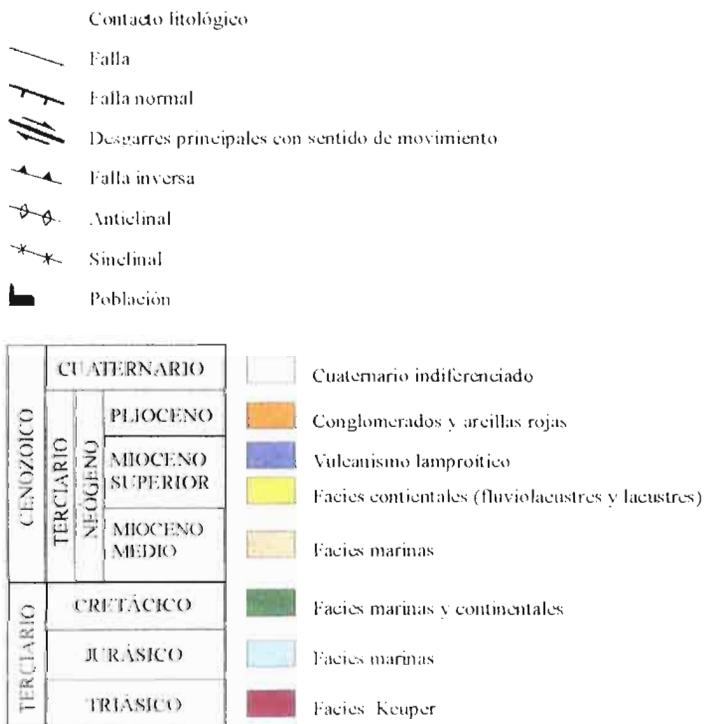
DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES INFRAYACENTES:

TRIÁSICO

- Facies Muschelkalk: calizas margosas y dolomías. La fauna que contienen es muy poco característica, pero Sopena (1984) les atribuyó una edad Anisiense-Ladiniense. Su potencia se estima en 150 m.

- Facies Keuper: arcillas y yesos con cuarzos bipiramidales. Pertenecen a las unidades K1-K5 definidas por Ortí (1973). Su edad se ha atribuido al Carniense-Rhetiense mediante correlación regional (Sopena, 1984).

LEYENDA



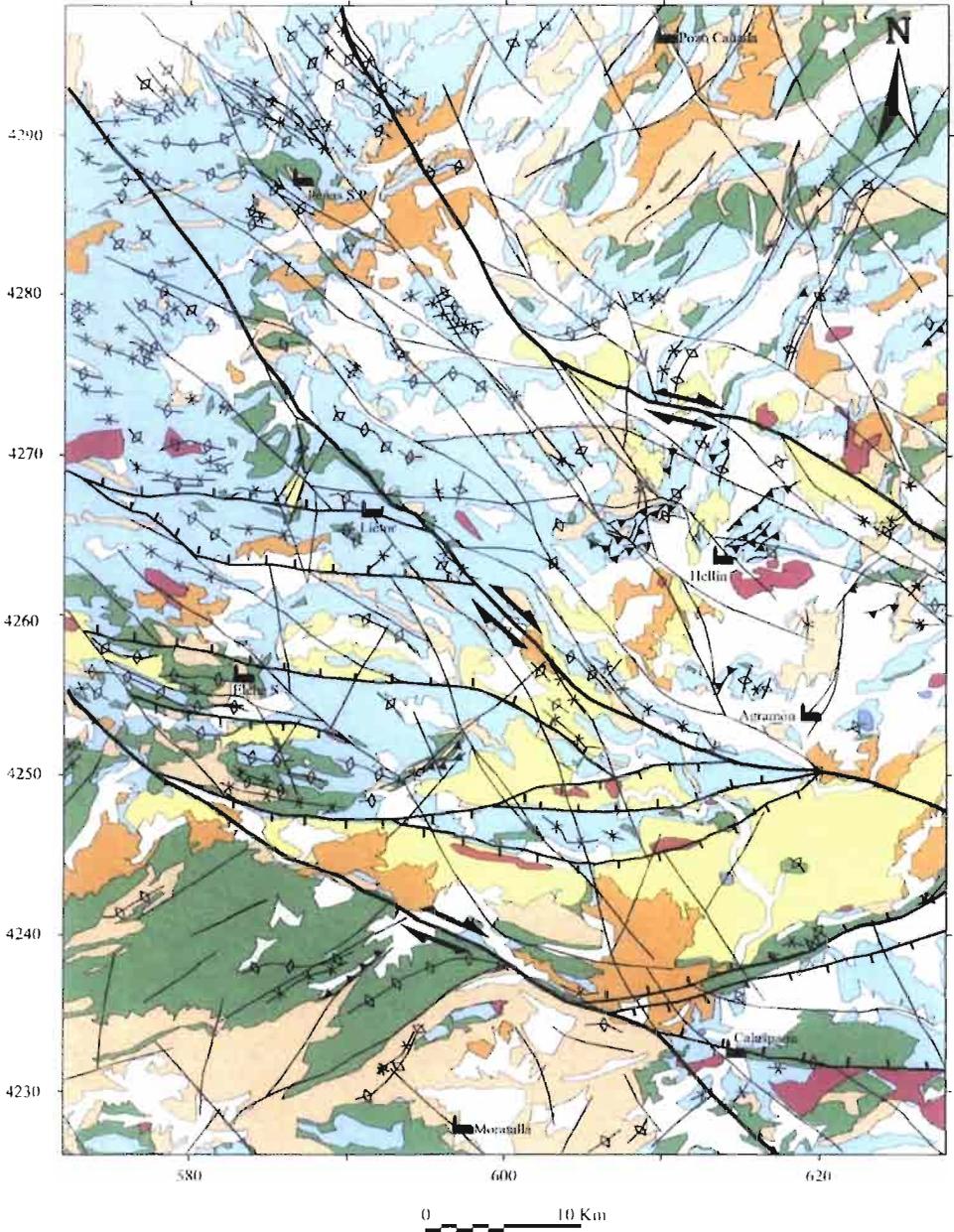


Fig. 1.5 Mapa Geológico de la zona de estudio (Rodríguez Pascua, M.A. 1995).

JURÁSICO

Estos materiales están compuestos de dos unidades separadas por una interrupción sedimentaria (**hard-ground**) reconocible por un nivel de oolitos ferruginosos extendido a escala regional.

Las dos unidades son:

* Unidad inferior ó “complejo dolomítico basal”: agrupa materiales del Lías y del Dogger. Esta unidad inferior está, a su vez, compuesta por los siguientes tramos:

- Tramo inferior dolomítico (Fm. Imón): dolomías tableadas (intramicritas y dolomicrosparitas) en contacto con los yesos y arcillas del techo del Keuper a través de niveles de arcillas (2-3 m) con pasadas dolomíticas en colores muy abigarrados. En afloramiento se presenta con estratificación tableada bien definida en capas de 10 a 20 cm. Fauna fósil irreconocible.

- Tramo dolomítico (Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña): carniolas (dolo Sparitas) con espesores que rondan los 100 m.

- Tramo superior: dolomías con intercalaciones de margas verdes y rojas. Petrologicamente, las dolomías son oosparitas y dolomicritas. El espesor reconocido es de unos 60 m. Edad: Lías Medio-Superior.

- Tramo calcáreo-dolomítico: dolomías con romboedros de dolomita visibles a simple vista. Existencia de niveles terrígenos intercalados a techo. Presencia de Briozoos, Equinodermos, Lamelibranquios y Miliólidos. Espesor: 200-250 m.

* Unidad Superior o “conjunto calizo-margoso”:

Se distinguen tres tramos:

- Tramo inferior: calizas nodulosas (biomicritas y pelmicritas) con Ammonites (sobre el nivel de oolitos ferruginosos). Espesor: 7-10 m.

- Tramo calcáreo-margoso: se inicia por niveles margosos (10 m), continuándose con una alternancia de calizas y margo-calizas de tonos ocre, muy características en afloramiento. Son micritas y biomicritas. Potencia: 150 m. Hacia el NW se carga de terrígenos y su espesor disminuye a 20 m en facies claramente litorales. Edad: Kimmeridgiense Inferior.

- Tramo de dolomías ocre con fantasmas de pisolitos cuyo espesor puede llegar a sobrepasar los 100 m.

CRETÁCICO

Sobre materiales jurásicos se encuentran discordantes los sedimentos que inician el VI ciclo general del Cretácico (Más *et al.*, 1982). Estos sedimentos están representados por Facies Utrillas, cuya composición corresponde a paraconglomerados y niveles de arenas. Edad: Albiense Medio-Superior a Cenomaniense Inferior.

Superpuesto se encuentra un conjunto dolomítico (Cenomaniense-turoniense) con

frecuentes intercalaciones de limos dolomíticos de tonos grises que se presentan en estratos masivos o tableados. Espesor variable, superior a 100 m.

Una tercera unidad estaría formada por calizas y brechas calcáreas con cantos negros (micritas y biomicritas). Edad: Coniaciense-Santonense.

TERCIARIO

Los materiales del Terciario sobre los que se depositan los sedimentos lacustres del Neógeno Superior corresponden a sedimentos miocenos en facies marinas. Estos aparecen dispuestos en sucesiones cuyo espesor raramente alcanza los 200 m.

Las facies más típicas de las sucesiones miocenas marinas en el área prebética están representadas por conglomerados y areniscas gruesas con abundantes fragmentos de bioclastos, calizas bioclásticas y margas. Dentro de las calizas bioclásticas destacan como facies más características las calizas formadas predominantemente por algas rojas y briozoos, las cuales dan lugar a farallones o cantiles de cierta entidad en toda la región. Las margas, con proporciones variables de arena, presentan abundantes capas de globigerínidos, así como restos de radiolarios y espículas de esponjas.

5.- ANTECEDENTES

La zona de estudio ha sido objeto de numerosos trabajos realizados por diferentes autores, quienes han abordado dicho estudio desde varios puntos de vista.

De acuerdo con esto hemos decidido separar estos antecedentes por áreas de estudio:

* **Geología Regional**

Los primeros trabajos que se realizaron sobre esta zona se centraron fundamentalmente en la definición de las grandes geologías. De esta manera, Mallada (1884) recoge datos de una extensa zona para la elaboración del Mapa Geológico de España, que más tarde se integraría como área Prebética. Posteriormente, Brinkmann y Gallwitz (1931) estudiaron con detalle los rasgos generales y la evolución del borde externo de las cadenas Béticas, descubriendo los materiales del Mioceno marino (a los que asignan una edad Helveciense) y los continentales (asignándoles una edad Tortoniense-Sarmatiense). Además de esto, indican varias fases orogénicas, principalmente las correspondientes al Helveciense-Mioceno Superior y Mioceno Superior-Diluvial. Staub (1934) incluye las zonas Prebética y Mesozoico Ibérico en una nueva zona denominada "Beti-Ibérica". En 1939, el IGME inicia los trabajos previos a la elaboración de la primera serie del Mapa Geológico de España a escala 1/50.000, perfilando los rasgos del área Prebética e iniciando algunos estudios de detalle en las cuencas lacustres. Después de este trabajo aparece un período de ausencia de estudios específicos sobre este área.

A partir de 1971, el IGME y el IRIDA reanudan la investigación sobre la zona, realizando el estudio hidrogeológico de la comarca Cazorla-Hellín-Yecla, del que se derivan una serie de trabajos cartográficos que dieron una buena visión regional del área de estudio. En 1973, se presenta la Tesis Doctoral de L. Jerez Mir "Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)" (Jerez Mir, 1973), en la que caracteriza los depósitos lacustres como "facies pontienses" en sentido lato, de edad Mioceno Superior-Plioceno, que, localmente, hacia el Oeste, hace equivaler a facies lacustres. En 1978, J.P. Calvo finaliza su Tesis Doctoral sobre el Terciario marino en el sector central de la provincia de Albacete (Calvo, 1978). También es preciso mencionar la publicación de las hojas del Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 pertenecientes a la zona de estudio: hoja de Liétor (Cámara y Durantez, 1978) y hoja de Elche de la Sierra (Jerez Mir, 1980).

Paleontología y Paleoecología De Las Formaciones Terciarias Continentales

Los primeros trabajos que se realizan en la zona pertenecen a Verneuil y Collomb (1852), los cuales recopilaban datos de una extensa área y citaron los primeros fósiles de esta zona. Areito y Larrinaga (1873) aportan datos paleontológicos del área. En particular, Areito reconoce niveles de diatomita en Hellín. Nickles (1892) aporta nuevos datos paleontológicos del área. Azpetia (1911), en su obra "La diatomología española en los comienzos del siglo XX", cita fósiles de la región y específicamente los contenidos en los sedimentos lacustres. Margalef (1953) realiza los primeros trabajos paleoecológicos sobre muestras de diatomitas, interpretando estos depósitos como "lacustres de ambientes litorales". Jodot (1958) describe especies de gasterópodos continentales de unos yacimientos situados en Hellín a los que atribuye una edad "Plioceno Superior-Medio".

Calvo *et al.* (1978) describen dos yacimientos de Vertebrados (yacimientos de Híjar-1 y Cenajo-1) conteniendo los restos de micromamíferos que han permitido datar con mayor precisión la edad de los depósitos lacustres del Sureste de Albacete. Servant-Vildary (1984) hace una descripción de las diferentes especies de *Cyclotella* de los depósitos lacustres del Mioceno. por último, Gaudant (1993) y De la Peña (1993) realizan sendos trabajos sobre fauna de peces contenida en las cuencas terciarias de la Península Ibérica incluyendo las cuencas del área Prebética del Sur de Albacete.

*** Sedimentología De Las Cuencas Lacustres**

El año 1978 representa el inicio de una serie de estudios más específicos sobre sedimentación lacustre. En este año, Calvo *et al.* (1978) datan los depósitos lacustres terciarios mediante restos de micromamíferos, precisando su edad como Vallesiense-

Turolense. Bellon *et al.* (1981) realizan la datación radiométrica de los materiales volcánicos del cerro del Monagrillo, correlacionándolos con los sedimentos neógenos de la cuenca de Hellín. Reyes García *et al.* (1984) estudian la sedimentación evaporítica en cuencas neógenas del SE peninsular, incluyendo la cuenca de Hellín. En este trabajo se hace mención a la tectónica y paleogeografía de las cuencas neógenas. Calvo y Elizaga (1985) realizan una descripción e interpretación de las facies lacustres de la cuenca del Cenajo. Foucault *et al.* (1987) realizan un estudio de los depósitos lacustres del área de Hellín, incluyéndolos dentro de la evolución geodinámica de las cordilleras béticas. Elizaga y Calvo (1988) estudian la evolución sedimentaria de las cuencas lacustres en conexión con el vulcanismo asociado. Bellanca *et al.* (1989) realizan estudios petrográficos y geoquímica isotópica de los ciclos lacustres carbonatos-diatomitas de la cuenca del Cenajo, una de las cuencas lacustres miocenas reconocidas en el área Prebética. Doria (1989) estudia estos depósitos continentales desde el punto de vista petrográfico y de la geoquímica de isótopos, al igual que hacen Servant-Vildary *et al.* (1990).

Este mismo año se realiza la Tesis Doctoral de E.Elizaga, la cual representa un trabajo imprescindible para entender el funcionamiento de estas cuencas lacustres (Elizaga, 1990,1994). Calvo y Elizaga (1990) estudian los depósitos evaporíticos de las cuencas de Cenajo y Camarillas-Las Minas. Calvo y Elizaga (1993) estudian esas mismas cuencas lacustres desde un punto de vista sedimentológico más general. Gimeno (1994) caracteriza, con criterios petrográficos y geoquímicos, las rocas silíceas y volcánicas presentes en las cuencas lacustres miocenas de la provincia de Albacete. Por último, Bellanca *et al.* (1995) realizan un estudio sedimentológico y geoquímico de los depósitos carbonáticos marginales de la cuenca lacustre de Camarillas-Las Minas, mientras que Borruso (1995) estudia la cuenca de Híjar desde el punto de vista petrográfico y de la geoquímica isotópica.

*** Aspectos Económicos**

El primer estudio de estas cuencas desde el punto de vista minero corresponde a Meseguer Pardo (1924). Ya más tarde se realizan otros trabajos sobre el carácter aplicado de las diatomitas (Bustinza, 1943; Aleixandre, 1945).

A partir del año 1971 comienzan a realizarse estudios de investigación por organismos oficiales como la Dirección General de Minas o el Consejo Superior de Industria. Fue en 1978 cuando la Empresa Nacional Adaro lleva a cabo una investigación de diatomitas en Albacete (ADARO,1978), primer trabajo que profundiza en las propie-

dades de las diatomitas y que hace un análisis de los productos comerciales, usos, especificaciones, tratamientos y elaboración, además de la situación comercial tanto en España como en el resto del Mundo. Este trabajo se centra en cinco zonas de interés, de las cuales dos (zonas II y V) pertenecen al área de estudio de este trabajo de investigación. En 1981 el IGME comienza un estudio sobre la zona. Calvo (1981) hace un repaso de los yacimientos de diatomita en España, haciendo referencia tanto a aspectos económicos como a aspectos sedimentológicos. Calvo y Elizaga (1987) publican un trabajo sobre los aspectos económicos y geológicos de las diatomitas. Regueiro *et al.* (1993) llevan a cabo una evaluación de las reservas de diatomita existentes en la región sur de Albacete. Por último, en el período 1990-1991, el ITGE realiza una investigación mediante sondeos de nuevos recursos de diatomitas en el Sur de Albacete (ITGE, 1993).

II.- LITOESTRATIGRAFÍA

I.- Cuenca de Gallego

a.- Descripción de la Cuenca

Presenta su eje mayor en dirección E-W, alcanzando una longitud de 6,2 Km mientras que su eje menor es perpendicular al anterior y tiene una longitud de 1,2 Km.

El límite sur de la cuenca corresponde al curso del río Segura, a su paso por el Termino Municipal de Elche de la Sierra. Al norte, los depósitos lacustres yacen discordantes sobre materiales jurásicos (Dogger) que, a su vez, aparecen cabalgando sobre el Cretácico. Los depósitos lacustres, en otros bordes de la cuenca, también aparecen discordantes sobre materiales triásicos (Keuper), cretácicos y terciarios (Mioceno superior marino).

El mayor interés que presenta esta cuenca, desde el punto de vista sedimentológico, radica en la existencia hacia el sur de un cuerpo de **fan-delta** bien desarrollado, que se sitúa a muro de los materiales lacustres propiamente dichos (en otras cuencas lacustres de la zona, estos cuerpos de fan-delta se encuentran a techo de la secuencia lacustre, constituyendo los últimos depósitos reconocidos en la cuenca).

La cuenca aparece surcada por tres familias de fracturas de direcciones NE-SW, NW-SE y E-W (figura 2.1) que, como veremos más adelante, condicionan la sedimentación de los materiales dentro de la cuenca.

Cartográficamente se han distinguido tres unidades sedimentarias (figura 2.1), que se corresponden con las tres asociaciones de facies descritas en las secciones:

- Unidad Inferior: constituida fundamentalmente por materiales de carácter detrítico.

- Unidad Intermedia: constituida por carbonatos y margas alternando cíclicamente.

- Unidad Superior: constituida por calizas en bancos masivos estrato-crecientes.

La distribución de estas tres unidades se puede observar en el mapa geológico de la cuenca (figura 2.1).

CUENCA DE GALLEGO

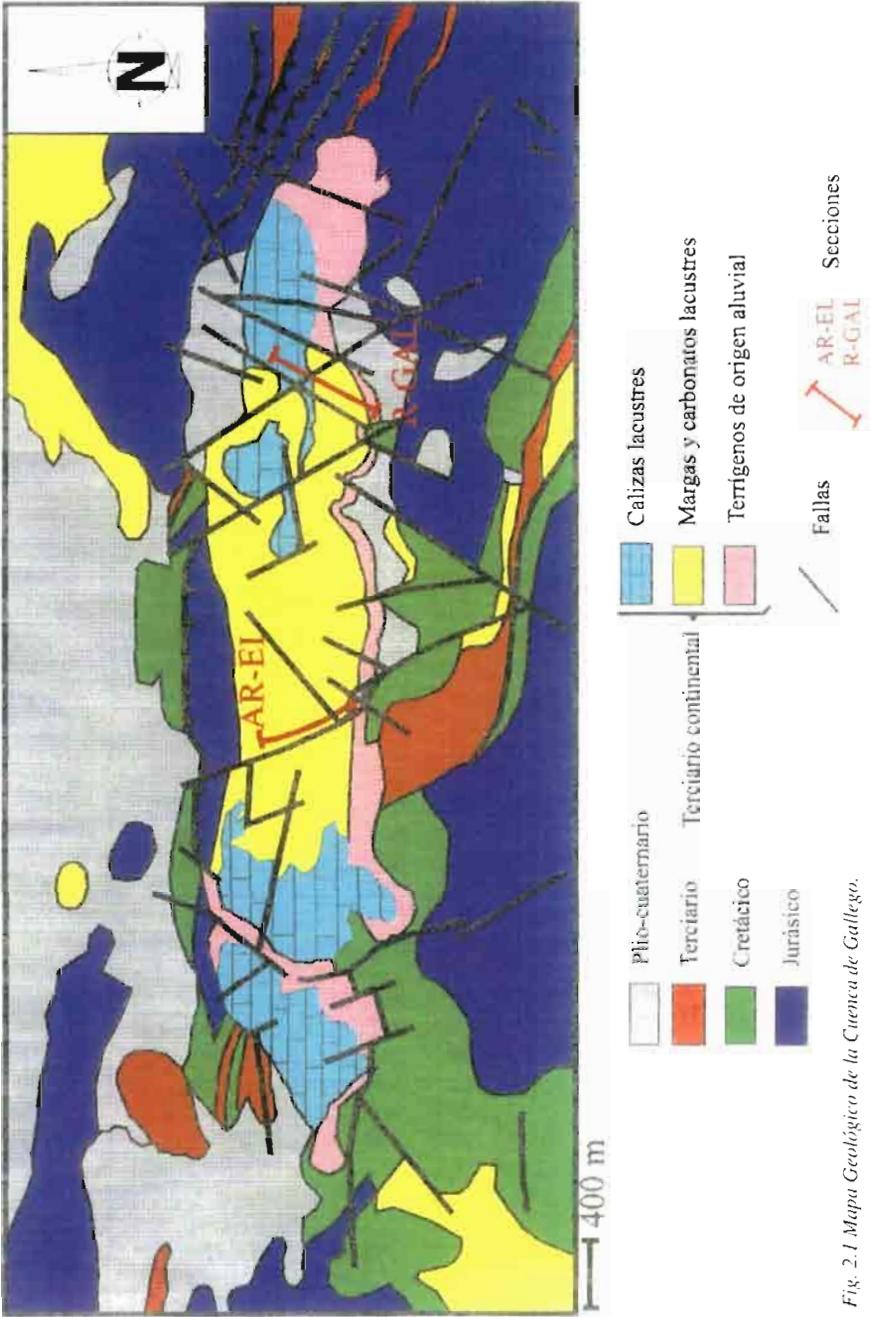


Fig. 2.1 Mapa Geológico de la Cuenca de Gallego.

b.- Descripción de la Sección

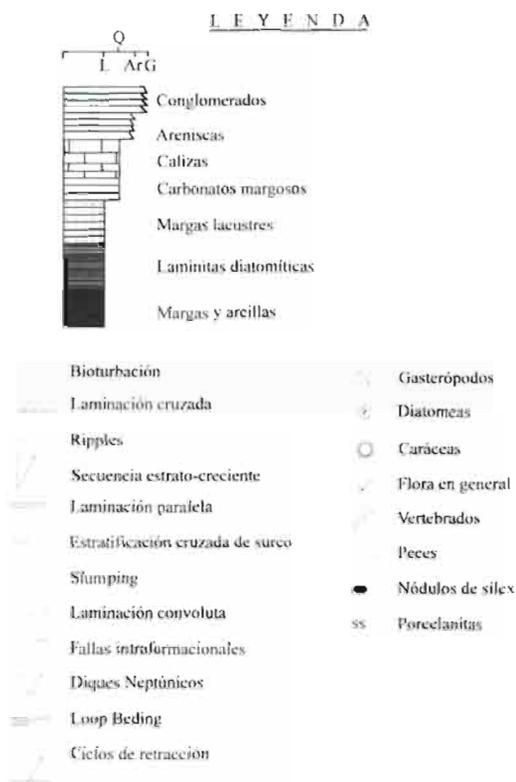
Se han levantado dos columnas estratigráficas localizadas en la parte sur de la cuenca. Estas dos secciones son:

- Columna del “Arroyo de Elche” (AR-EL), cuyas coordenadas de la base son x:745,25; y:425,3 (figura 2.2).

- Columna del “Barranco de Gallego” (R-GAL), cuyas coordenadas de la base son x:747; y:425,35 (figura 2.3).

No obstante, a la hora de la descripción litoestratigráfica, las describiremos conjuntamente debido a la gran similitud de las asociaciones de facies reconocidas en ambas secciones. Se han distinguido tres asociaciones de facies:

- Asociación de facies A: depósitos terrígenos relacionados con abanicos deltaicos.
- Asociación de facies B: calizas y calizas margosas de plataforma lacustre.
- Asociación de facies C: calizas de origen lacustre marginal-palustre.



COLUMNA DEL ARROYO DE ELCHE

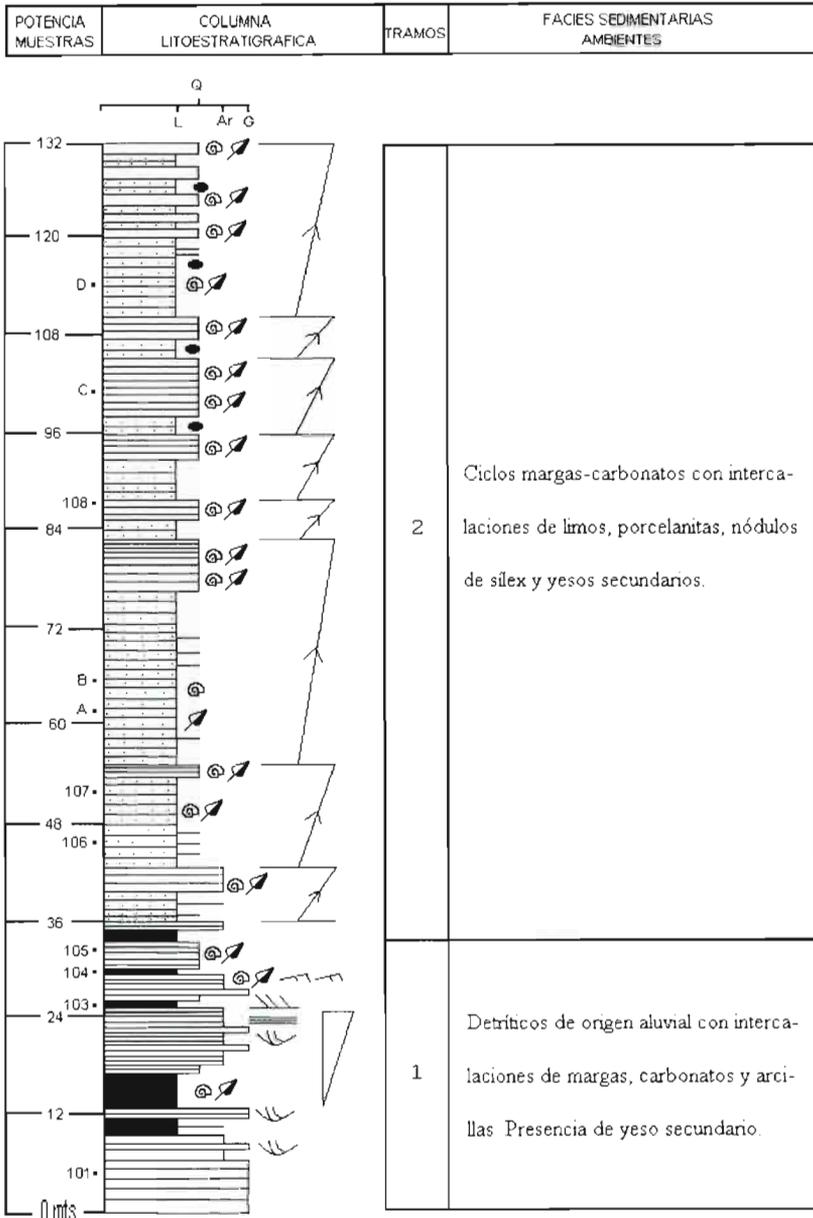


Fig. 2.2 Columna de la Sección del "Arroyo de Elche".

COLUMNA BARRANCO DE GALLEGO

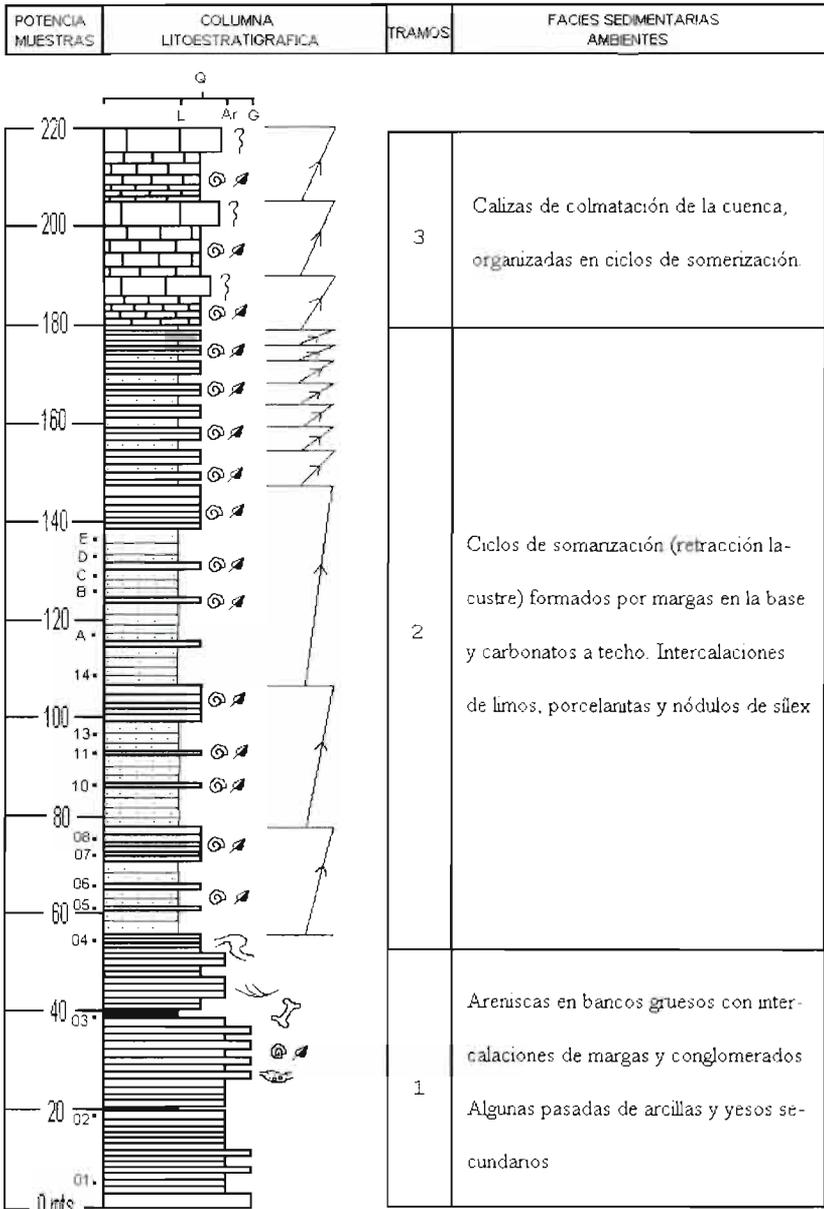


Fig. 2.3 Columna de la Sección del "Barranco de Gallego".

ASOCIACIÓN DE FACIES A:

La potencia de estos materiales, medios en afloramiento, varía entre los 30 y 50 m y están constituidos fundamentalmente por areniscas de granos carbonáticos con intercalaciones de gravas, carbonatos y margas (fotogr. II.1)

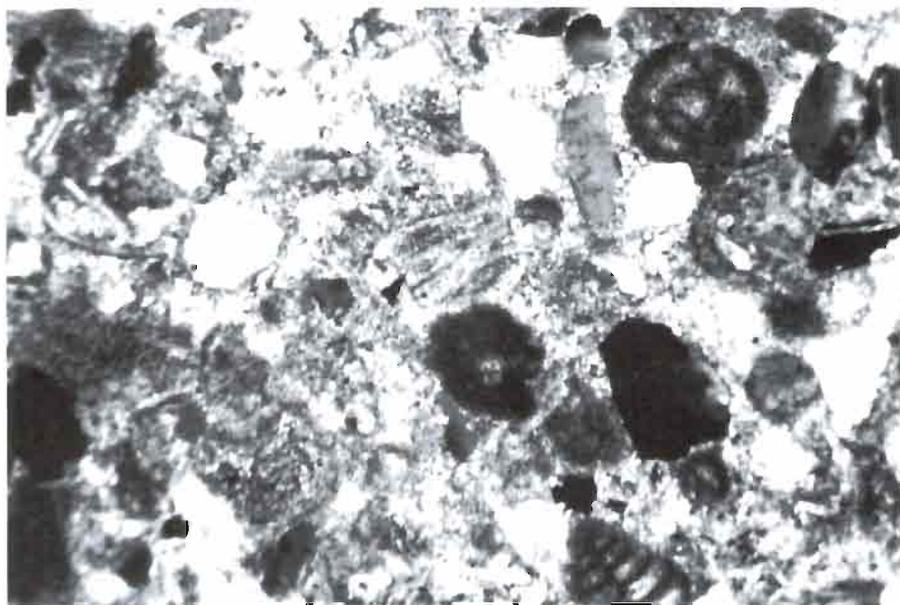
Las areniscas son generalmente de grano medio a grueso, con un alto contenido en componentes carbonáticos extracuencales (fotogr. II.2), procedentes de carbonatos marinos circundantes que constituyen el yacente de la cuenca lacustre. Hacia muro de la serie presentan laminación paralela y ripples de corriente mientras que, hacia techo, presentan laminación cruzada. Aparecen en bancos tabulares de 15 a 60 cm. de espesor. Localmente se han observado restos de micromamíferos incluidos en los términos más finos de las arenas. Las gravas se intercalan de forma erosiva entre las areniscas. Son tanto ortoconglomerados como paraconglomerados, formados por cantos polimícticos de carbonatos y cantos blandos, englobados en una matriz arenosa de grano medio a rugoso y cemento calcáreo. El tamaño medio de los cantos ronda los 2 cm y el centil es de 7cm. Dentro de estos materiales se han podido observar escasos fragmentos de conchas de bivalvos y ostreidos.



Fotografía II.1 Vista general de la Asociación de facies A pertenecientes a la sección del "Arroyo de Elche" (Cuenca de Gallego)

Los carbonatos, presentes como intercalaciones de espesor decimétrico entre las áreas, son biomicritas con restos de gasterópodos y ostrácodos; también se observan escasos restos vegetales. Las muestras sometidas a análisis por difracción de Rayos-X, indican una mineralogía fundamentalmente calcítica (tabla I).

Las margas, con escasa presencia en estas facies, son margas arcillosas de tonos grises a pardos, con abundantes gasterópodos lacustres y restos vegetales. Presentan estructura masiva, alternando en pasadas centimétricas con los materiales descritos anteriormente.



Fotografía II.2 Imagen al microscopio óptico de las arenitas híbridas de la Asociación de facies A de la Cuenca de Gallego (NX,x80).

ASOCIACIÓN DE FACIES B:

Estos materiales se reconocen en sucesiones continuas que llegan a alcanzar un espesor máximo de 130 m en la sección del “Barranco de Gallego”. En esta sección constituyen un tramo intermedio mientras que en la del “Arroyo de Elche” constituyen los términos más altos aflorantes, cubiertos a techo por depósitos coluviales plio-cuaternarios. La asociación consiste fundamentalmente en ciclos repetitivos de carbonatos y margas (fotogr. II.3), también se puede encontrar finas pasadas de limo marrón intercaladas entre las margas, al igual que niveles de carbonatos parcialmente silicificados

COMPONENTES MINERALÓGICOS (en tantos por ciento, excepto en Híjar)

	CALCITA	ARAGONITO	DOLOMITA	CUARZO	ÓPALO	HALITA	ARCILL
AR-EL 106	60			40			
AR-EL 107	100						
R-GAL 03	85	15					
R-GAL 05	35	65					
R-GAL 06	80	15		tr			
R-GAL 08	90			10			
R-GAL 11	40	60					
CELITE 01					≈ 100		
CELITE 05	10				90		
CELITE 13	tr				95		
CT 01				10	85	tr	
CT 03	tr				90	5	
CT 05					95	tr	
CT 08	10				85	tr	
CT 09	tr				95	tr	
CT 12	tr				95		
CT 14	tr				95		
CT 16	tr				95	tr	
CT 18		tr			95	5	
CT 24	tr	tr			95	tr	
CT 25	10				80	10	
HP 30	*	*	*	*			*
HP 31	*	*		*			*
HP 32	*	*	*	*			
HP 33	*	*	*	*			
HP 34	*			*			
HP 35	*		*	*			
HP 36	*		*	*			
HP 37A	*	*		*	*		
HP 37B	*	*			*		
HP 38	*			*			
HP 39	*			*			
HP 40	*			*			
HP 41A	*	*	*	*			
HP 41B	*						
HP 42A	*	*		*			
HP 42B	*						
HP 43A	*	*		*			
HP 43B	*						
HP 44	*	*		*			

MUESTRAS

Tabla 1. Composición mineralógica de muestras tomadas en las diferentes cuencas: cuenca de Gallego (AR-EL, R-GAL), cuenca de Elche-Cobatillas (CELITE,CT) y cuenca de Híjar (HP).

(porcelanitas), nódulos de sílex y, hacia muro, alguna fina pasada de yeso secundario.

En la sección del “Barranco de Gallego”, este tramo comienza con un banco de 5 m de espesor constituido por carbonatos tableados alternando con finas intercalaciones de margas. El conjunto presenta una deformación en forma de pliegues internos que se repiten a lo largo del afloramiento.

A partir de aquí se suceden las alternancias de margas y carbonatos, organizadas en secuencias repetitivas de somerización (5-26 m). Cada ciclo comienza con margas blancas con escasos restos de gasterópodos y restos vegetales entre las que se intercalan delgados niveles de carbonatos y, hacia techo, finas pasadas de limo marrón. Hacia techo de la serie las pasadas de limo marrón de cada ciclo son más abundantes, a la vez que comienzan a aparecer niveles de porcelanitas y nódulos de sílex. Los ciclos finalizan en bancos más gruesos de carbonatos blancos más o menos margosos con abundantes restos de gasterópodos.

Los carbonatos son mudstones con restos de gasterópodos. Mineralógicamente están compuestos por calcita y aragonito, según se desprende de los datos de Difracción de Rayos-X, (DR-X)(tabla I).

Las margas son cada vez más potentes hacia el techo y su composición mineralógica, según se desprende de los datos de DR-X (tabla I), es fundamentalmente calcítica. Hacia final del tramo aparecen escasos restos de diatomeas, las cuales han sido reconocidas tanto al microscopio óptico como al microscopio electrónico de barrido (SEM) (fotogr. II. 4 y II. 5).

Las porcelanitas aparecen en bancos tableados centrimétricos de color grisáceo a azulado. Petrológicamente son carbonatos parcialmente silicificados constituidos por finos cristales de aragonito milimétricamente alternando con cristales subhedrales gruesos de calcita, englobado en un cemento de ópalo CT.

ASOCIACIÓN DE FACIES C:

Constituyen los materiales que colmatan la cuenca lacustre y consisten en calizas en bancos tableados estrato crecientes organizados en ciclos cuyos techos presentan, como rasgos característicos, fábricas pedogenéticas, brechificación y microcarstificación.

Consisten en biomicitas y micritas fosilíferas con gasterópodos y ostrácodos. La potencia de esta asociación ronda los 40 m y cada uno de los ciclos supone unos 10 m.

2.-Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas

a.- Descripción de la Cuenca

Presenta el eje mayor orientado en dirección E-W, con una extensión de casi 9 Km y el eje menor perpendicular, con una longitud de 2,6 Km.

Los depósitos lacustres se disponen sobre una sinforma jurásica (Dogger) en la que también están involucrados materiales del Terciario marino.

Se encuentra al este de la localidad de Elche de la Sierra, limitada tanto al norte como al sur por relieves jurásicos de alturas superiores a los 800 m. Los depósitos lacustres aparecen recubiertos, casi en su totalidad, por materiales cuaternarios. Sólo es posible observar la serie en las explotaciones mineras abiertas en la zona y a través de sondeos practicados para la prospección de diatomitas.



Fotografía II.3 Ciclos repetitivos margas-carbonatos pertenecientes a la Asociación de facies B de la Cuenca de Gallego.

En la figura 2.4 se puede observar un esquema geológico de la cuenca con indicación de las explotaciones existente que nos han permitido levantar las secciones que pasamos a describir.

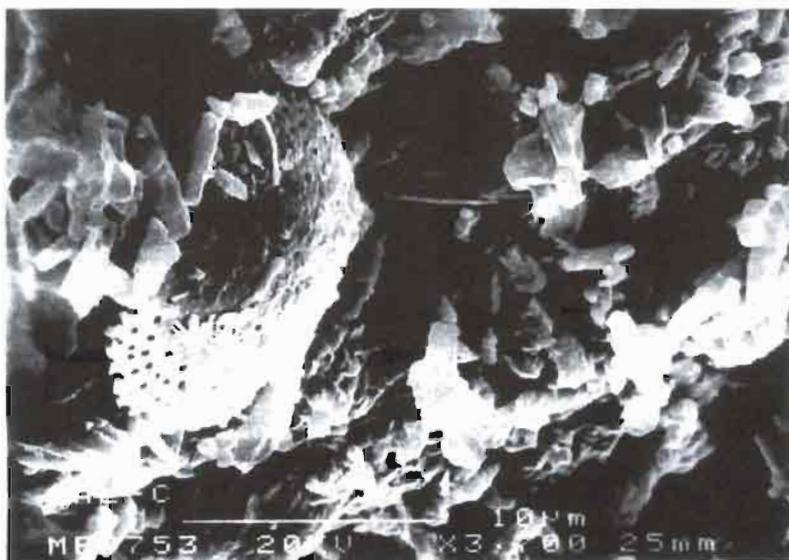
b.- Descripción de las secciones:

- Sección "CELITE"

Se han levantado dos secciones (figuras 2.5 y 2.6) dentro de la "corta" que esta empresa posee en las proximidades de la población de Elche de la Sierra, población de 371a que toma el nombre de la cuenca. Una de las secciones se ha levantado en el frente sur de dicha corta (celite sur), mientras que la otra se ha levantado en el frente norte (celite norte). Una vez más queremos agradecer las facilidades dadas por todo el personal de la citada explotación para la realización del presente trabajo de investigación.



Fotografía 11.4 Imagen SEM de los materiales margosos de la Asociación de facies B de la Cuenca de Gallego. Acumulación de cristales de calcita (planares) y cristales de aragonito (con morfologías en "granos de arroz").



Fotografía 11.5 Imagen SEM de las margas de la Cuenca de Gallego donde se puede apreciar el resto de una frústula de diatomea rodeada de cristales de carbonatos.

MAPA GEOLÓGICO DE ELCHE DE LA SIERRA-COBATILLAS

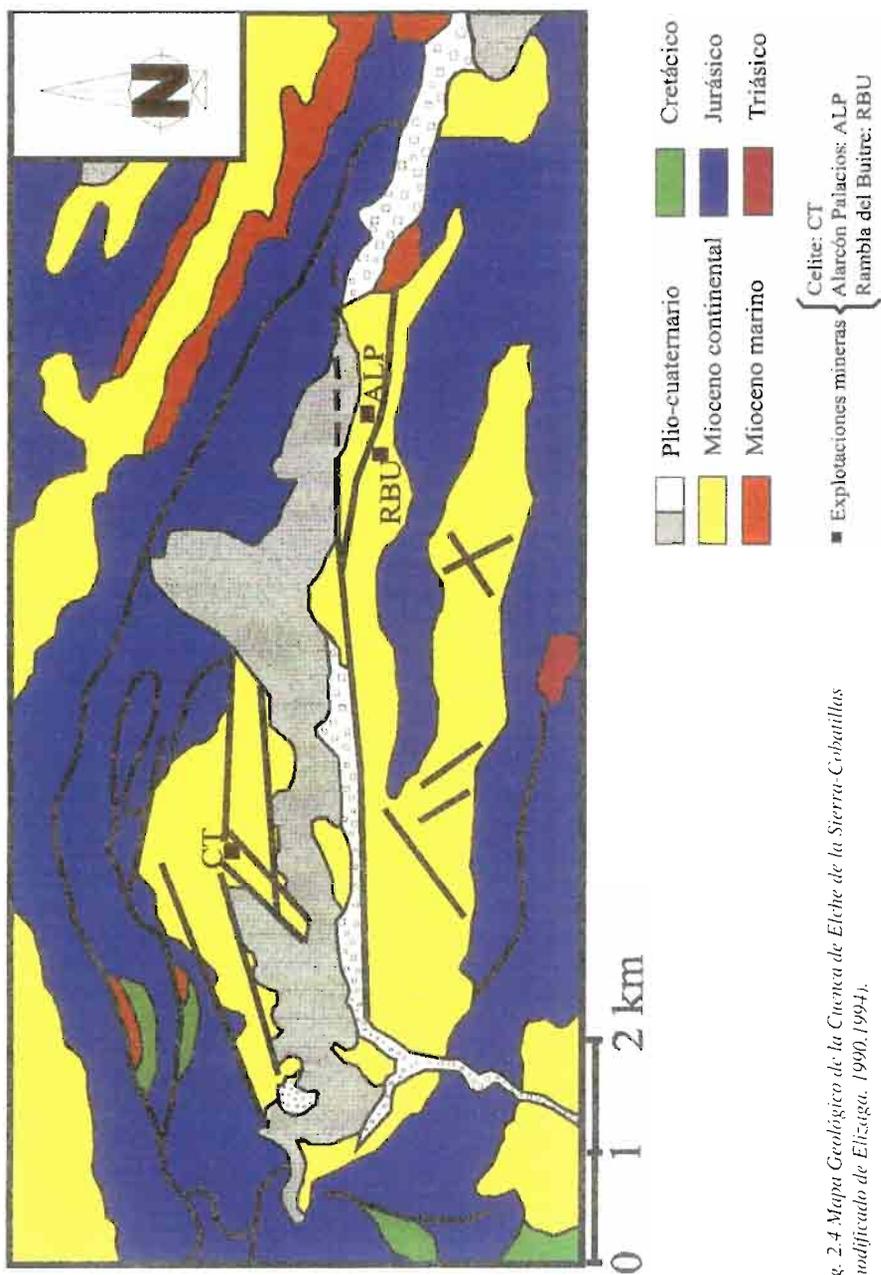


Fig. 2.4 Mapa Geológico de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas (modificado de Elzaga, 1990, 1994).

Los materiales aquí explotados corresponden a facies margoso-diatomíticas. Su extracción se realiza en un frente amplio a cielo abierto, existiendo aún restos de las antiguas galerías mediante las que se explotaron las diatomitas durante la primera mitad de este siglo.

Dentro de las explotaciones de diatomitas podemos encontrar dos tipos de “categorías” de materiales: las margas diatomíticas y las intercalaciones más calcáreas y/o silíceas compactas que, en la terminología minera local, reciben el nombre de “intercalarios” (fotogr. II.6).



Fotografía II.6 Frente de labor de una de las explotaciones de diatomitas de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas donde se pueden observar los materiales “intercalarios”

* margas diatomíticas: son margas lacustres constituidas por alternancia milimétrica (fotogr. II.7) de láminas ricas en diatomeas (ópalo A) (fotogr. II.8) y láminas de carbonatos compuestas principalmente por aragonito. Paralelos a la laminación aparecen pequeños lentejones de calcita de bajo contenido en magnesio (LMC microcristalina) (tabla I) asociada con pequeñas cantidades de dolomita. Cuando la

COLUMNA CELITE NORTE

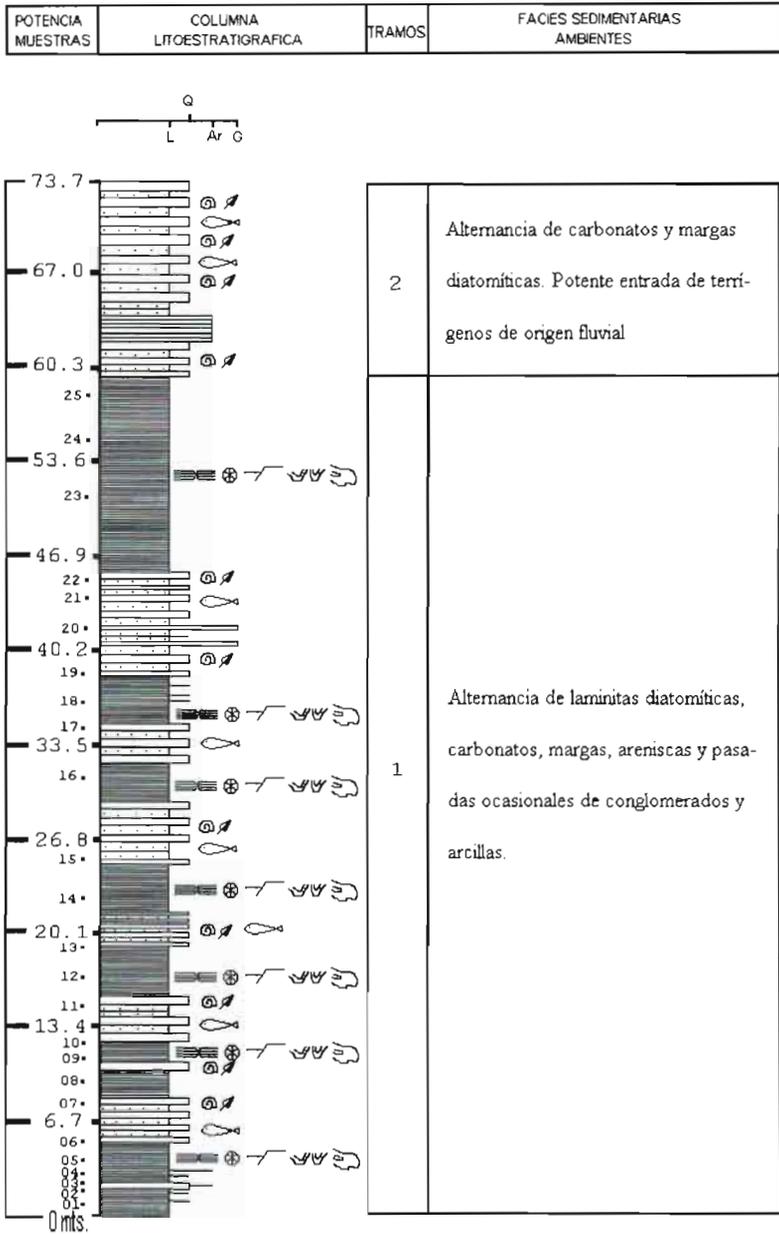


Fig. 2.5 Columna Norte de la Sección "Celite"

COLUMNA CELITE SUR

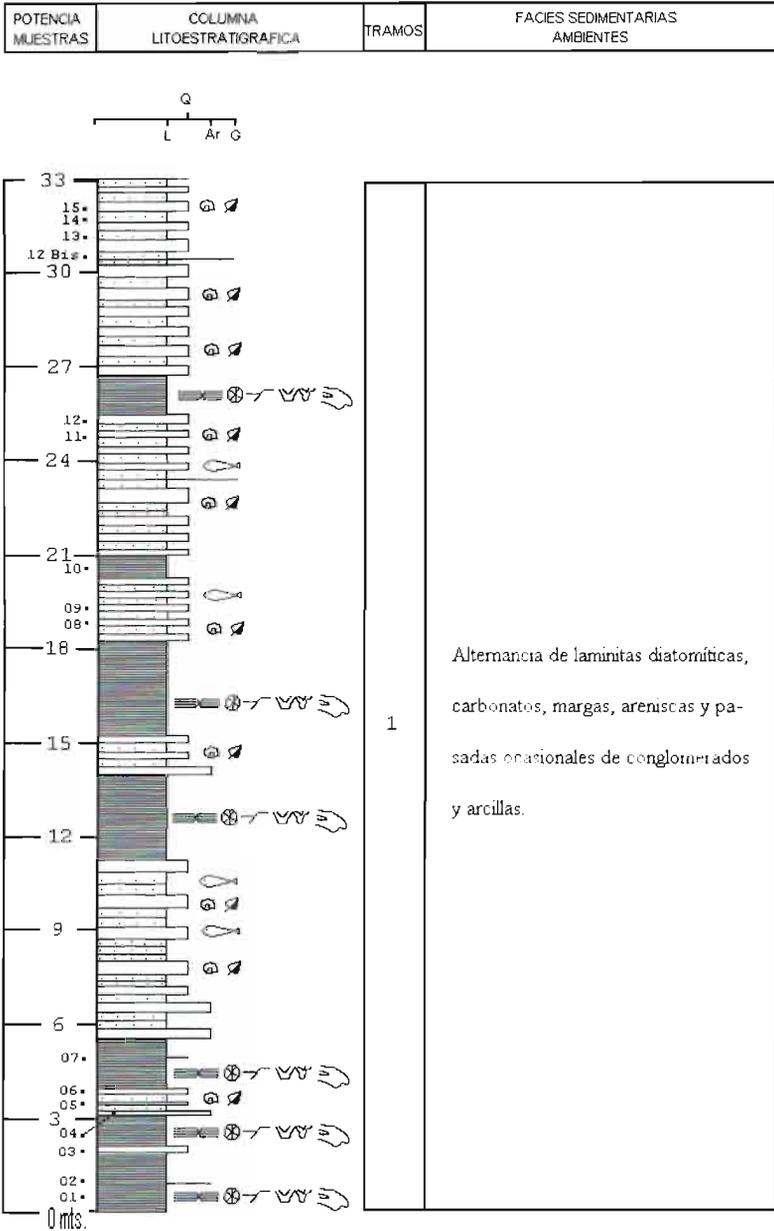


Fig. 2.5 Columna Sur de la Sección "Celite"

calcita es más abundante, aparece como un cemento micrítico englobando un esqueleto de frústulas de diatomeas (mayormente reemplazadas por calcita) y preservando las estructuras sedimentarias originales. A veces aparecen pequeñas cantidades de fosfato criptocristalino (hidroxiapatito) en restos de oncolitos y fósiles inidentificados.

* intercalarios: aparecen separando los bancos diatomíticos de interés económico descritos anteriormente y están constituidos por alternancia de capas de espesor decimétrico de conglomerados o arenas, carbonatos, porcelanitas y pequeñas intercalaciones de margas.

Los conglomerados aparecen en bancos decimétricos con bases y techos irregulares y están formados por cantos de cuarcita redondeados en una matriz arenosa de grano grueso. No presentan granoselección.

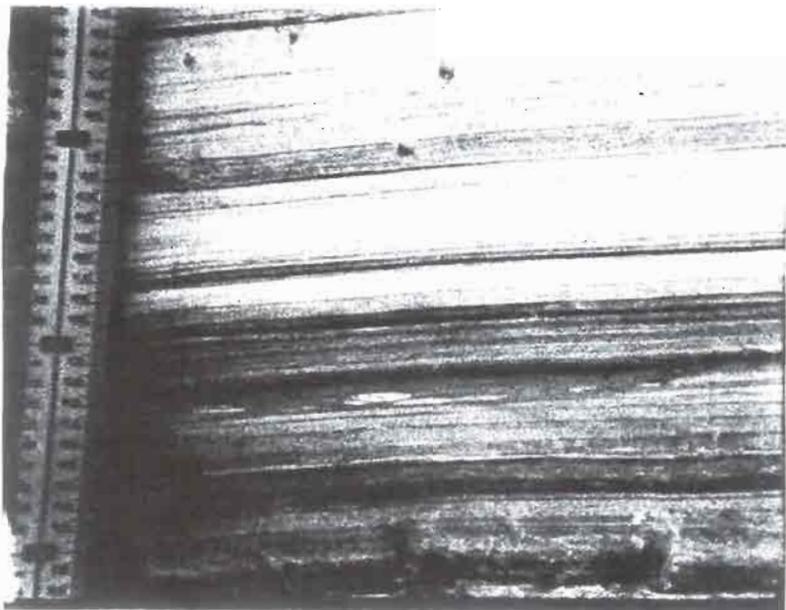
Las areniscas suelen ser arenitas híbridas (en el sentido de Zuffa, 1980), formadas por abundantes restos de caparzones de gasterópodos y gran cantidad de terrígenos (granos de cuarzo, carbonatos y feldespatos), englobados en un cemento esparítico (fotogr. II.9). Ocasionalmente se reconocen espículas de esponjas y calcisferas.

Los carbonatos corresponden a mudstones con abundantes restos de gasterópodos recristalinados.

Las margas son similares a las diatomíticas, con la salvedad de que los restos de frústulas de diatomeas suelen aparecer muy fracturados y corroídos (fotogr. II.10). La presencia de carbonato en estas margas es variable.

Las porcelanitas son bancos tabulares de carbonatos con diferentes grados de silificación que presentan coloraciones de azuladas a amarillentas con fractura de conchoidea a brechoide. Al microscopio electrónico se puede observar la asociación de cristales de carbonatos con esfera de sílice (fotogr. II.11) y de éstas, a su vez, con restos de diatomeas (fotogr. II.12). En ocasiones, cuando la silificación afecta a un carbonato laminado, este carácter se conserva.

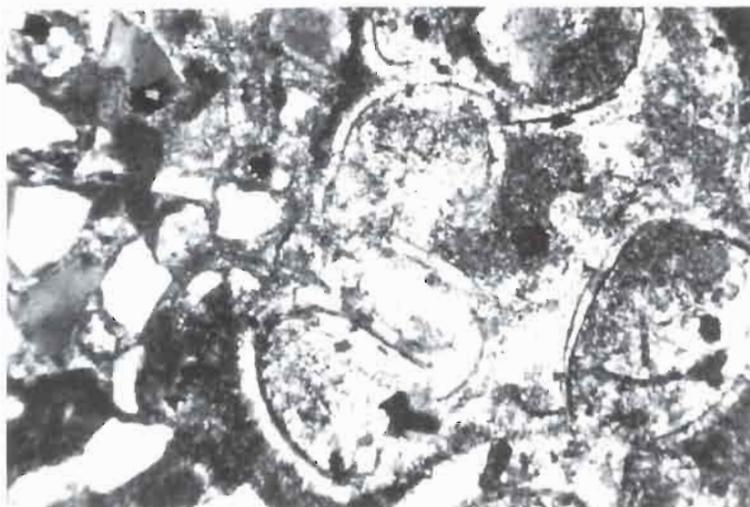
Cabe destacar la presencia ocasional de halita en las margas correspondientes tanto a los tramos diatomíticos como en las presentes en los intercalarios. Esta halita ha sido destacada mediante difracción de R-X y mediante microscopio electrónico de barrido (SEM), no pudiendo ser observada mediante microscopio óptico. Con los datos de que dispone, la presencia de halita está restringida a la sección "Celite norte", es decir, la parte más próxima de la cantera hacia el borde de la cuenca. De acuerdo con esto, el origen de la halita podría estar en relación con el lixiviado de sales de materiales triásicos adyacentes que no llegan a aflorar.



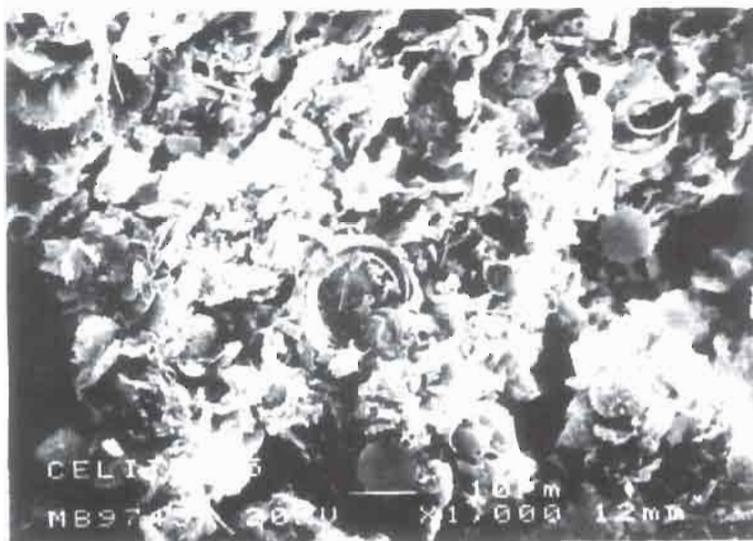
Fotografía 11.7 Detalle de las laminitas diatomíticas de la Sección "Celite" con algunas pasadas turbidíticas que engloban laminitas rotas y niveles negros muy ricos en materia orgánica.



Fotografía 11.8 Imagen SEM en la que se observa la gran acumulación de diatomeas en las laminitas diatomíticas de la Sección "Celite"



Fotografía 11.9 Imagen de microscopio óptico de las areniscas híbridas de la Sección de "Celite", donde se aprecia la asociación de componentes carbonáticos con granos de cuarzo (N X, x 80).

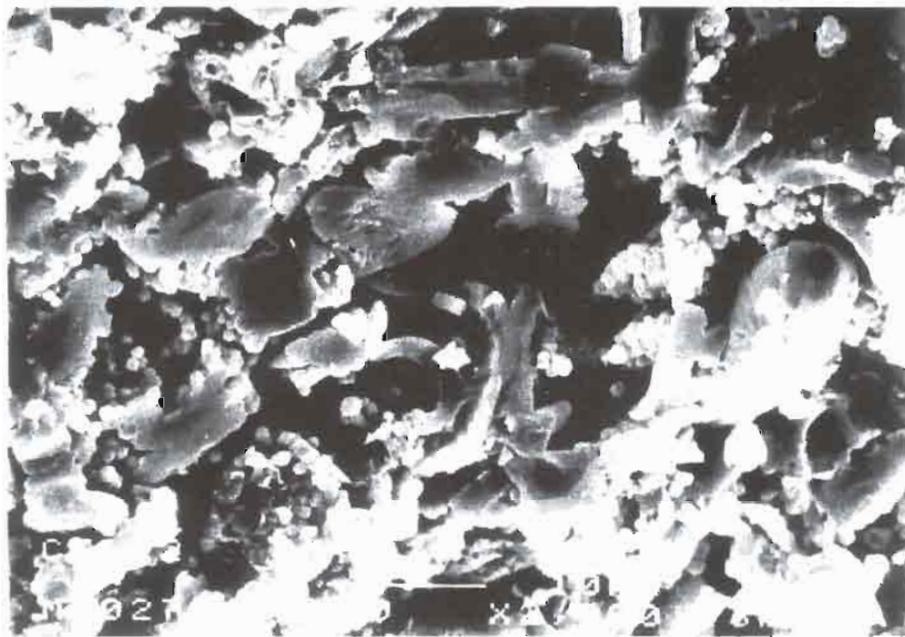


Fotografía 11.10 Imagen SEM de las margas de los "intercalarios" de la Sección "Celite", donde se observa que los restos de diatomeas aparecen rotos y corridos.

– Sección “Alarcón Palacios”

Esta sección ha sido levantada en la explotación a cielo abierto que se encuentra en el paraje denominado “Casas del Juez”, muy cerca del Km 25 de la carretera C-3212 que une las localidades de Hellín y Elche de la Sierra, al lado derecho de dicha carretera. Al igual que ocurre en la explotación de CELITE, las labores se iniciaron a través de galerías, pasando posteriormente al avance a cielo abierto (fotogr. II.13).

Los materiales aquí explotados se sitúan en una posición estratigráfica equivalente lateralmente a los materiales de CELITE pero con la diferencia de la pérdida de calidad de estos materiales con respecto a los anteriores. Esta calidad se traduce en un menor contenido en sílice biogénica y, por tanto, una mayor presencia de carbonatos.



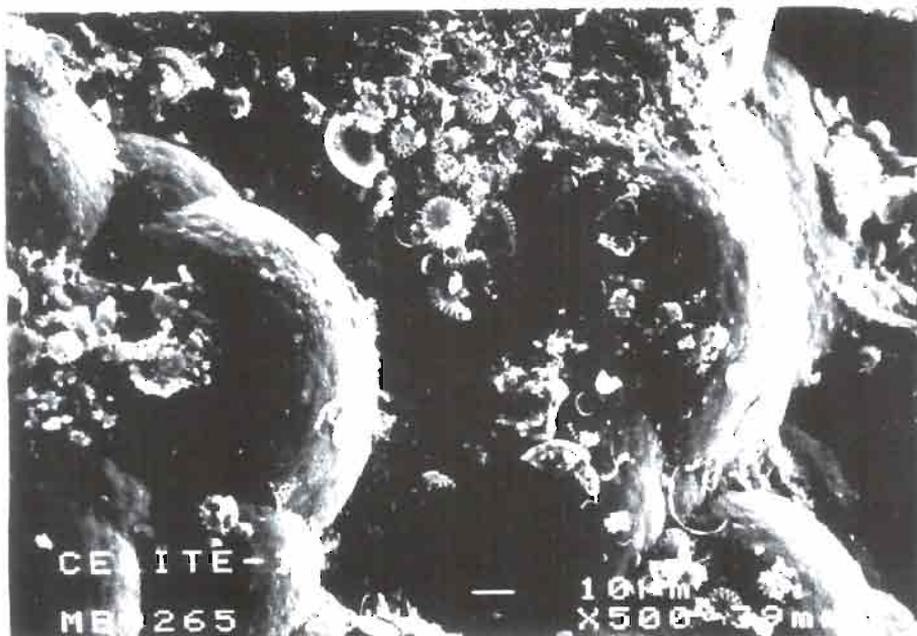
Fotografía II.11 Imagen de las porcelanitas de la Sección “Celite” donde se aprecia la coalescencia entre esferas de sílice.

La sección (fig. 2.7) está constituida por carbonatos, margas diatomíticas, niveles de sílex y niveles arenosos. Todo esto organizado en ciclos de 2.5 a 6 m de potencia que comienzan con margas diatomíticas laminadas muy calcáreas de color beige en fresco y blanquecinas tras exposición continuada, con algunas finas pasadas de sílex y finas

intercalaciones de carbonatos (diatomitas de baja calidad que constituyen los niveles económicos), siguiendo con pasadas finas de carbonatos algo más compactos, que se van haciendo más potentes en los ciclos superiores en la sección y que aparecen alternando con margas diatomíticas y, localmente, con arcillas verde-marrones. Estos carbonatos también pueden presentar intercalaciones de niveles de sílex o ellos mismos aparecen silicificados (porcelanitas). Localmente se reconocen capas de espesor milimétrico a centimétrico correspondientes a pasadas turbidíticas finas cuya base presenta cantos blandos re trabajados de las margas diatomíticas.

Es importante señalar la abundante presencia de gasterópodos en las calizas que ponen fin a cada ciclo y la presencia de abundantes restos de escamas de peces a lo largo de toda la sección.

Los ciclos inferiores son más margosos que carbonáticos y presentan una mayor riqueza en diatomeas, pudiendo llegar en algún caso puntual al 90% en sílice (Elizaga, 1990, 1994).



Fotografía II.12 Imagen SEM de las porcelanitas de la Sección "Celite", donde se observan las esferas del cemento silíceo.



Fotografía 11.13 Explotación de diatomitas de "Alarcón Palacios" (Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas) donde se pueden observar las antiguas galerías de explotación.



Fotografía 11.14 Frente de labor de la explotación de la "Rambla del Buitre" donde se aprecian los ciclos margas diatomíticas (color claro)-carbonatos (color oscuro).

– Sección “Rambla del Buitre”

Esta sección se ha levantado en la explotación del mismo nombre situada junto a la explotación mencionada anteriormente (Cantera de Alarcón Palacios), al otro lado de la carretera. También es una explotación a cielo abierto en la que los materiales aparecen aflorando en superficies, en contraste con los materiales beneficiados en las otras dos canteras de la zona, donde los materiales lacustres aparecen en su mayor parte cubiertos por materiales pliocuaternarios.

Los materiales explotados en esta sección son equivalentes estratigráficamente a los explotados en la cantera de Alarcón Palacios, pero la diferencia topográfica de ambos materiales es considerable para una distancia tan corta (menos de 600 m) y para unos buzamientos prácticamente horizontales. Esto se explica por la existencia de una falla que atraviesa longitudinalmente toda la cuenca (Rodríguez Pascua, 1995).

La sección (fig. 2.8) comienza con cinco ciclos de hasta 5 m de espesor. Cada ciclo comienza con margas diatomíticas laminadas (bandas marrones de diferentes tonos) con restos de gasterópodos y restos vegetales, con alguna fina pasada arcillosa, terminando con alternancias centrimétricas de carbonatos y margas con nódulos de sílex, con abundantes restos de gasterópodos (fotogr. II.4).

La parte superior de la sección está formada esencialmente por bancos tabulares decimétricos de calizas con gasterópodos separados por intercalaciones margo-arcillosas y localmente capas centrimétricas de arenas. En la parte final de la sección se reconocen capas de arena gruesa cementada por carbonato, con abundante matriz micrítica y, localmente, restos de conchas de gasterópodos y restos tobáceos.

3.- Cuenca de Híjar

a.- Descripción de la Cuenca

Esta cuenca (figura 2.9) aparece situada dentro de la Hoja N° 842 del MAGNA a escala 1/50.000 (Liétor) y se encuentra a orillas del Río Mundo, junto a la pedanía que le da nombre, a medio camino entre las localidades de Ayna y Liétor. La superficie total de la cuenca es de unos 4 Km² y en ella se han podido medir hasta 470 m de depósitos terciarios continentales, de los cuales más de 300 son facies netamente lacustres, gracias al corte producido por una rambla (Rambla del Mojón) que surca la cuenca de Norte a Sur. El gran espesor de sedimentos en un área tan restringida se debe a la generación de un enorme “agujero” a través de las abundantes fracturas de dirección N-S/N100E que limitan la cuenca tanto lateralmente como al Sur. Tanto al norte como al sur afloran las facies Keuper del Triásico superior, mientras que el yacente de los materiales lacustres lo constituyen materiales tanto del Cretácico como del Mioceno superior marino (Tortoniense según Calvo *et al.*, 1978).

COLUMNA DE ALARCON PALACIOS

POTENCIA MUESTRAS	COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA	TRAMOS	FACIES SEDIMENTARIAS AMBIENTES
-------------------	----------------------------	--------	--------------------------------

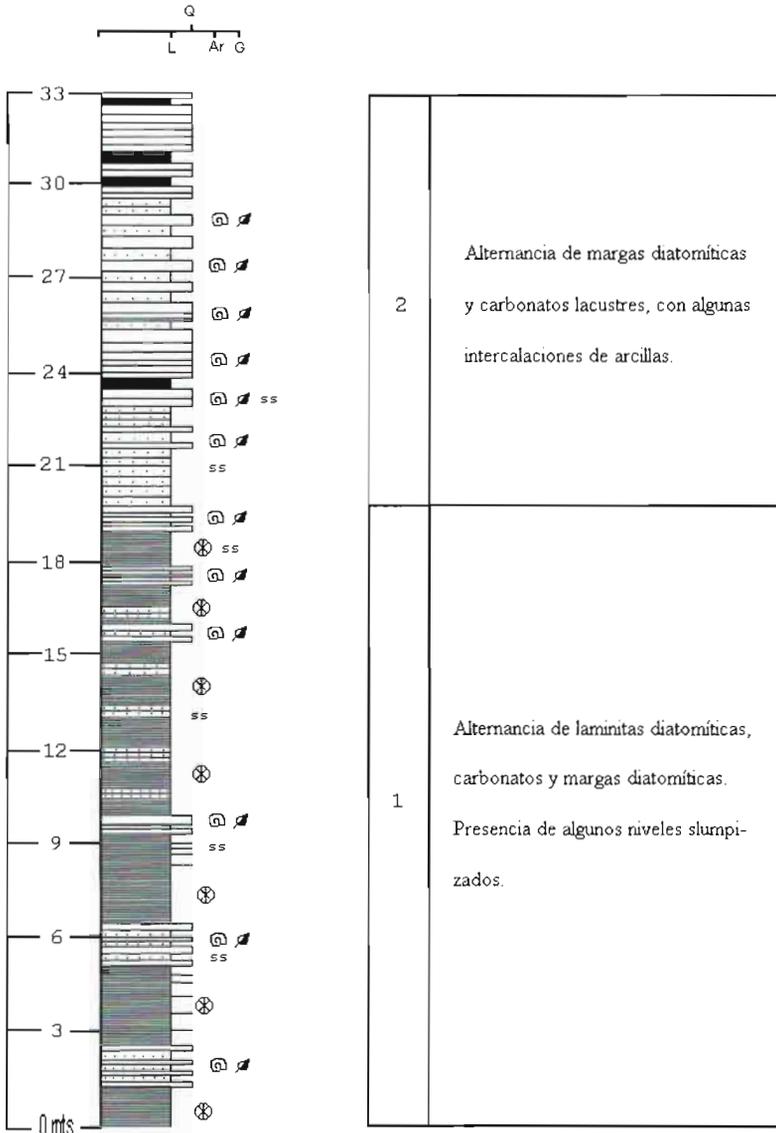


Fig. 2.7 Columna de la Sección de "Alarcón Palacios" (modificado de Elizaga, 1990, 1994)

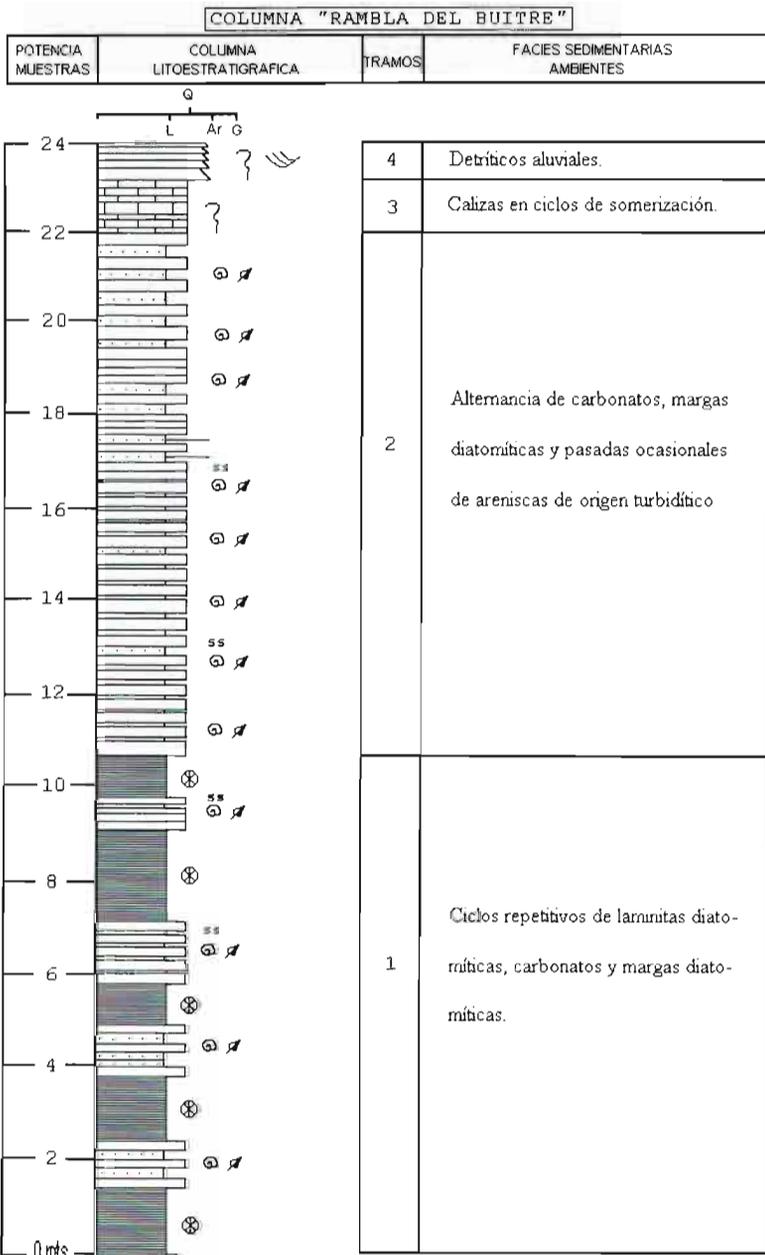


Fig. 2.8 Columna de la Sección de la "Rambla del Buitre". (modificado de Elizaga, 1990, 1994)

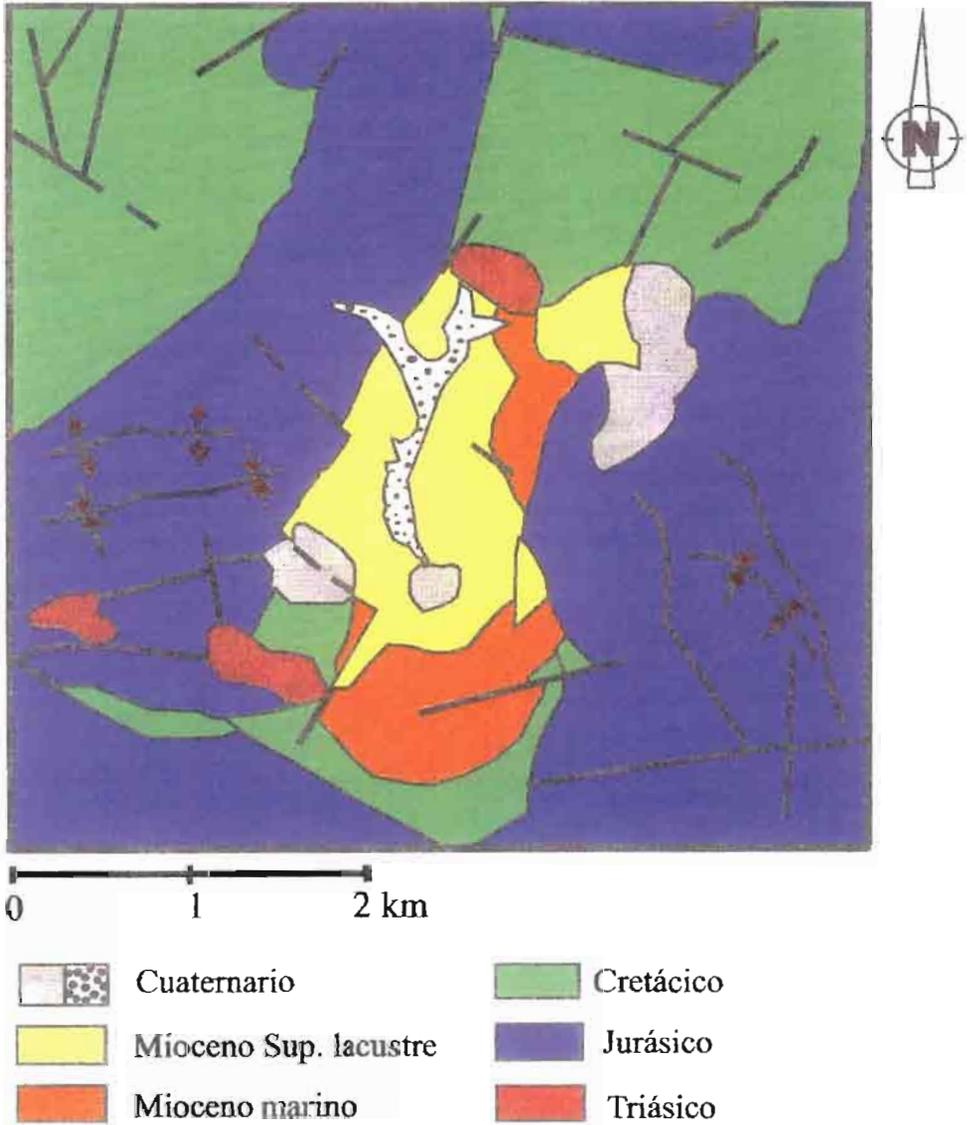


Fig. 2.9 Mapa Geológico de la Cuenca de Hijaer (modificado de Elizaga, 1990, 1994).

El interés de esta cuenca radica en que en ella afloran con gran nitidez muchas de las facies lacustres que han sido reconocidas en otras cuencas de forma incompleta. Las excelentes condiciones de afloramiento de los depósitos posibilitan el análisis detallado de algunas de estas facies, permitiendo interpretaciones precisas que pueden ser trasvasadas a materiales similares, pero peor expuestos, en las otras cuencas.

Otro tema de enorme interés es el reconocimiento a microescala de diferentes estructuras tectónicas y sedimentarias como pueden ser “diques neptúnicos”, “loops”, “laminitas slumpizadas”, “laminación convoluta” y “microfracturas” presentes en las facies más profundas del lago (Calvo *et al.*, 1995).

b.- Descripción de la Sección

Dentro de la columna que se puede observar en la figura 2.10 hemos distinguido cuatro tramos en función de sus asociaciones de facies:

Tramo 1: Presenta una potencia de 80 m y comienza con 13 m de margas arenosas amarillentas que hacia techo pasan a areniscas cuarzo-feldespáticas de grano fino con presencia de clastos carbonáticos extracuencales: la matriz es arcillosa y el cemento calcáreo. Aparecen en bancos de unos 30 cm que hacia techo van disminuyendo de espesor. Entre estas areniscas se intercalan de forma erosiva lentejones de conglomerados que hacia techo se van haciendo cada vez más abundantes a la vez que aumentan de espesor. También hacia techo aparecen algunos niveles de margas marrón oscuro con abundantes restos de gasterópodos, caráceas y algunos restos de micromamíferos (Calvo *et al.*, 1978). La asociación termina con 24 m de alternancia de biomicritas con ostrácodos, conglomerados, areniscas calcáreas y micritas arenosas con ostrácodos y foraminíferos rodados. Localmente se pueden observar finos bancos de calizas tobáceas y facies “marmorizadas”.

Tramo 2: Esta segunda asociación presenta un espesor aproximado de 285 m, situándose su techo a los 360 m en la sucesión (Fig. 2.10) y está constituida (fotogr. II.15) por una alternancia de laminitas, margas turbidíticas, porcelanitas, finas pasadas de areniscas y, localmente, bancos finos de carbonatos con gasterópodos.

Las laminitas, presentes en capas de entre 1.5 y 6 m, están constituidas por alternancia de finas láminas de colores verde intenso y blanco (fotogr. II.16). Las láminas verdes presentan gran acumulación de diatomeas y abundante materia orgánica, las láminas blancas contienen una mezcla de cristales de carbonatos, frústulas de diatomeas (fotogr. II.17 y II.18) y, en ocasiones, espículas. Ocasionalmente a lo largo de la sección aparecen capas muy finas de color negro debidas a la gran acumulación en ellas de restos vegetales. Dentro de los lechos de laminitas se reconocen con cierta frecuencia capas muy delgadas de margas turbidíticas. En estas facies se han observado las distintas estructuras de deformación mencionadas anteriormente. Los “loops” consisten en

COLUMNA DE LA CUENCA DE HÍJAR

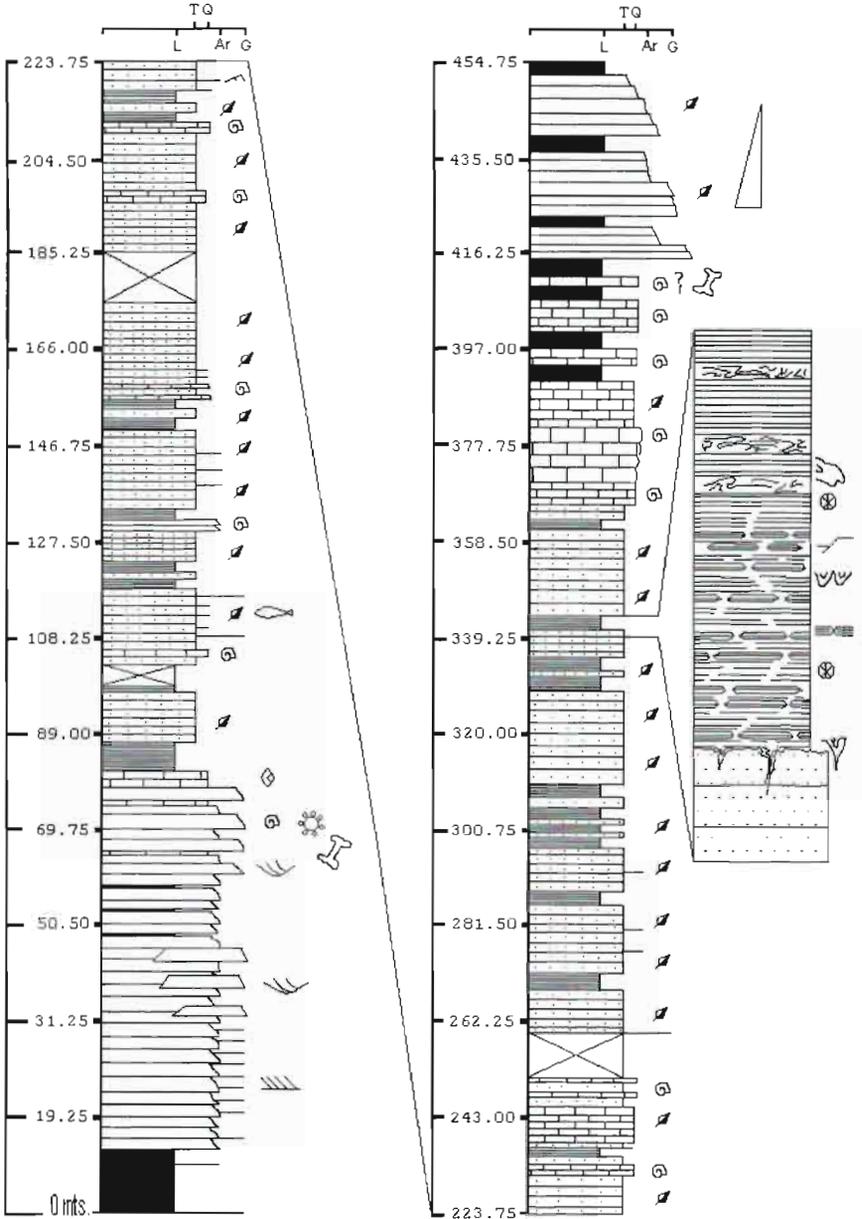


Fig. 2.10 Columna de la Sección de Híjar.



Fotografía II.15. Vista parcial de la "Rambla del Mojón" (Cuenca de Híjar) donde se aprecian los materiales que constituyen Tramo 2 de la Sección, con predominio de las margas turbidíticas.



Fotografía II.16. Laminitas diatomíticas pertenecientes a la Cuenca de Híjar.



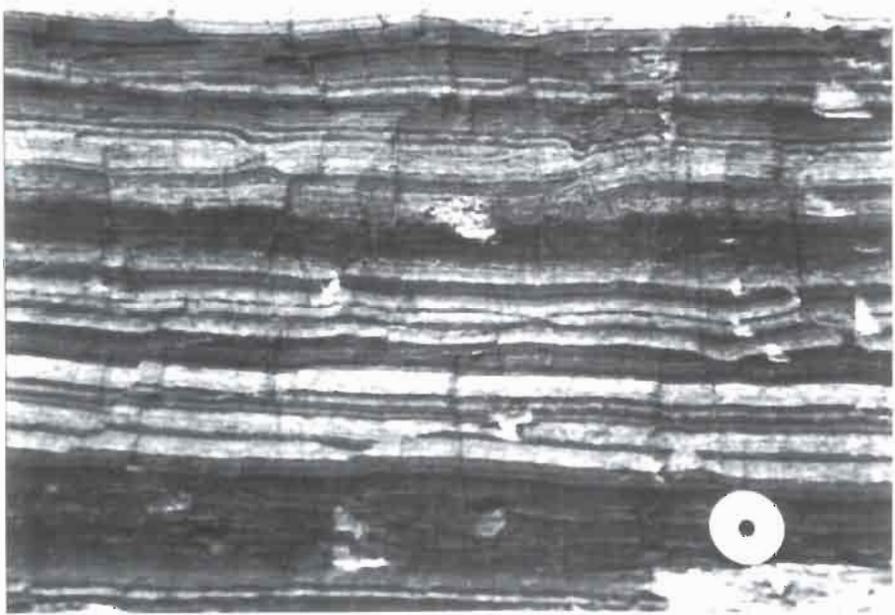
Fotografía II.17 Gran acumulación de frústulas de diatomeas pertenecientes al nivel de laminitas diatomíticas de la Sección de Híjar



Fotografía II.18 Imagen SEM en la que se observa la diferencia entre las láminas verdes, ricas en diatomeas, y las láminas blancas formadas por cristales de calcita y diatomeas.

pequeños grupos de laminitas que se aprietan bruscamente o terminan a intervalos dando un aspecto de “eslabones de cadenas” (Bates y Jackson, 1980)(fotogr. II.19). En algunos casos estos loops se relacionan con microfallas normales conjugadas. En otros casos únicamente se produce un desplazamiento milimétrico de las láminas lo que se interpreta como estructuras debidas a boudinage, cuyas orientaciones resultan ser N-S/ N100E, similares a las direcciones de los dique neptúnicos que aparecen a techos de las margas turbidíticas que constituyen el yacente a las capas de laminitas donde se han reconocido estas estructuras. Además estas direcciones coinciden con las de las grandes fracturas determinadas en la cuenca.

Las margas turbidíticas (facies predominante en esta asociación) aparecen en bancos de 1 hasta casi 36 m y están formados por alternancia de bandas más gruesas que en las laminitas, que engloban gran cantidad de cantos intracuencales removilizados. Presentan frecuentes intercalaciones de arenas/limos de composición siliciclásticas de origen extracuenal. Son abundantes en ellas restos vegetales. Como hemos mencionado anteriormente, a techo de uno de estos bancos de margas turbidíticas aparecen fisuras, que hemos interpretado como “diques neptúnicos”, rellenas por las facies de laminitas diatomíticas suprayacentes.



Fotografía II.19 Detalle de los “loop bedding” de las facies de laminitas diatomíticas pertenecientes a la Sección de la Cuenca de Híjar.

Según Winterer y Sarti (1994) los “diques neptúnicos” son diques de origen sedimentario en los cuales los materiales de relleno proceden del estrato suprayacente, a diferencia de otros diques sedimentarios en los que el material de relleno es inyectado desde abajo. De acuerdo con esta definición, las fisuras observadas en la cuenca de Híjar se interpretan como tales “diques neptúnicos” a pesar de no corresponderse con el tipo de ambiente sedimentario (plataformas carbonáticas marinas) en que dichos diques han sido usualmente descritos (Vera, 1994).

Las porcelanitas se presentan como niveles parcialmente silicificados dentro de las capas de laminitas en varios puntos de la sección. Observadas en detalle, estas porcelanitas conservan la laminación fina de dichos sedimentos.

Las areniscas suelen ser de grano medio a fino compuestas por abundantes granos de cuarzo e intraclastos carbonatados (difusos), con restos vegetales y ostrácodos. Aparecen en niveles centimétricos con bases planas y granoselección positiva en la parte inferior de algunos bancos de margas turbidíticas (fotogr. II.20).

Los carbonatos aparecen groseramente laminados y dispuestos en pequeños bancos. Son micritas masivas, a veces algo peloidales, con cuarzo disperso. Presentan tалlos de carofitas, ostrácodos y gasterópodos. Como ha sido indicado, su presencia es muy ocasional en este tramo de la sección

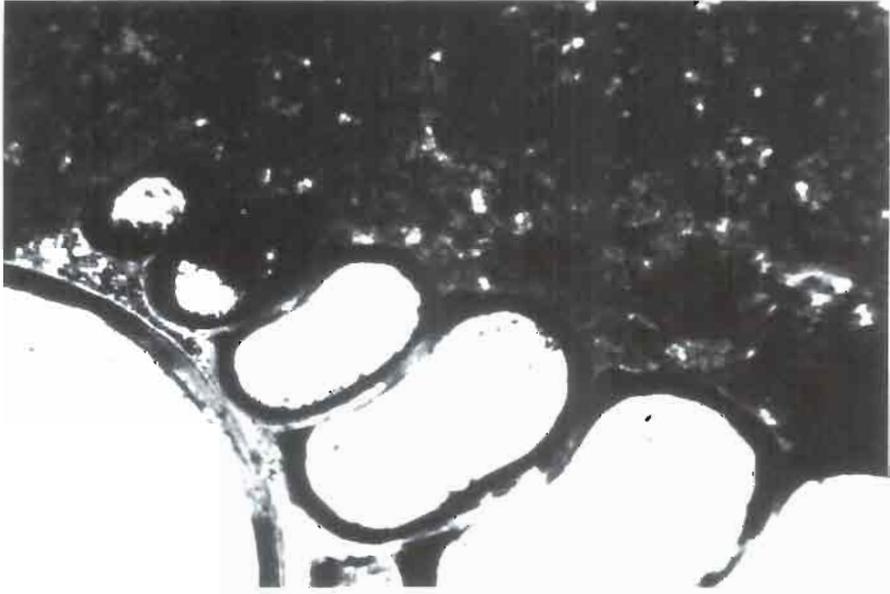
Tramo 3: Presenta una potencia de unos 45 m. Comienza este tramo con capas de calizas en bancos decimétricos (10-20 cm) con abundantes gasterópodos y restos vegetales. A partir de aquí se aprecia una cierta ciclicidad de los depósitos, que comienzan con carbonatos en bancos finos pasando hacia el final de cada ciclo a carbonatos más masivos. Todo el conjunto presenta evolución estratocreciente.

Los carbonatos más finos son biomicritas con ostrácodos, abundantes gasterópodos (fotogr. II.21) y restos de carofitas y plantas, mientras que los más masivos suelen ser micritas con bioclastos más dispersos. A techo del tramo se ha encontrado fauna de micromamíferos que ha permitido datar estos depósitos como Turolense Superior (Calvo et al.1978), así como pedotúbulos que indican una interrupción de la sedimentación y nos marcan el inicio de la sedimentación correspondiente al tramo siguiente.

Tramo 4: Presenta una potencia de 41 m pero su potencia real debió haber sido mayor ya que parte del tramo está erosionado y cubierto por materiales pliocuaternarios. Este tramo está (fotogr. II.22) constituido por conglomerados, areniscas y arcillas de tonos amarillentos organizadas en secuencias grano y estrato-decrecientes con bases suavemente erosivas. Los conglomerados están formados por cantos de cuarcita (centil de 8 a 10 cm) en una matriz arenosa abundante con algunos restos de gasterópodos. Las areniscas no presentan organización interna bien definida aunque se puede apreciar cierta granoselección positiva. Cada secuencia termina en capas de arcillas de espesores de 1 a 3 m.



Fotografía II.20 Pasadas de areniscas de origen turbidítico que se intercalan entre las margas del Tramo 2 de la Sección de Híjar.



Fotografía II.21 Gasterópodo visto al microscopio óptico de una muestra de los carbonatos del Tramo 3 de la Sección de la Cuenca de Híjar (N X,x 55)



Fotografía 11.22 Vista parcial del Tramo 4 de la Sección de Híjar en la que se observa parte de las secuencias de conglomerados, areniscas y arcillas en bancos de bases suavemente erosivas.

III.- ANÁLISIS SEDIMENTOLÓGICO Y PETROLOGÍA. TIPOLOGÍA DE FACIES.

a.- Depósitos Aluviales-Deltaicos:

Dentro de las series pertenecientes a las distintas cuencas que aquí estudiamos se reconocen algunas asociaciones de facies que hemos interpretado como materiales detríticos de origen aluvial. Las condiciones de afloramiento de estos depósitos no siempre son las más idóneas, únicamente aparecen bien expuestos en la parte sur de la cuenca de Gallego que es donde se ha realizado su estudio de detalle.

En esta cuenca los depósitos aluviales aparecen discordantes sobre materiales cretácicos, que constituyen el yacente de la cuenca lacustre en la parte S a SW de la misma. En algunos puntos del margen de la cuenca los depósitos detríticos se disponen en "onlap" sobre una brecha de talud (margo-caliza brechificada) perteneciente al Cretácico. No obstante, en otras cuencas las facies detríticas de origen aluvial aparecen a techo de los materiales propiamente lacustres, constituyendo los materiales más recientes que se registran en la cuenca.

Según Stow (1986) se conoce con el nombre de fan-delta a aquellas partes subacuosas de abanicos aluviales que progradan desde relieves circundantes directamente dentro de un cuerpo de agua estable (lago o mar). Son relativamente pequeños y están constituidos por un sistema radial de canales braided efímeros y poco profundos.

Dentro de la unidad detrítica inferior correspondiente a la cuenca de Gallego podemos distinguir cuatro subtramos, los dos inferiores corresponden a ambientes subaéreos y los otros dos a ambientes subacuáticos (fig. 3.1):

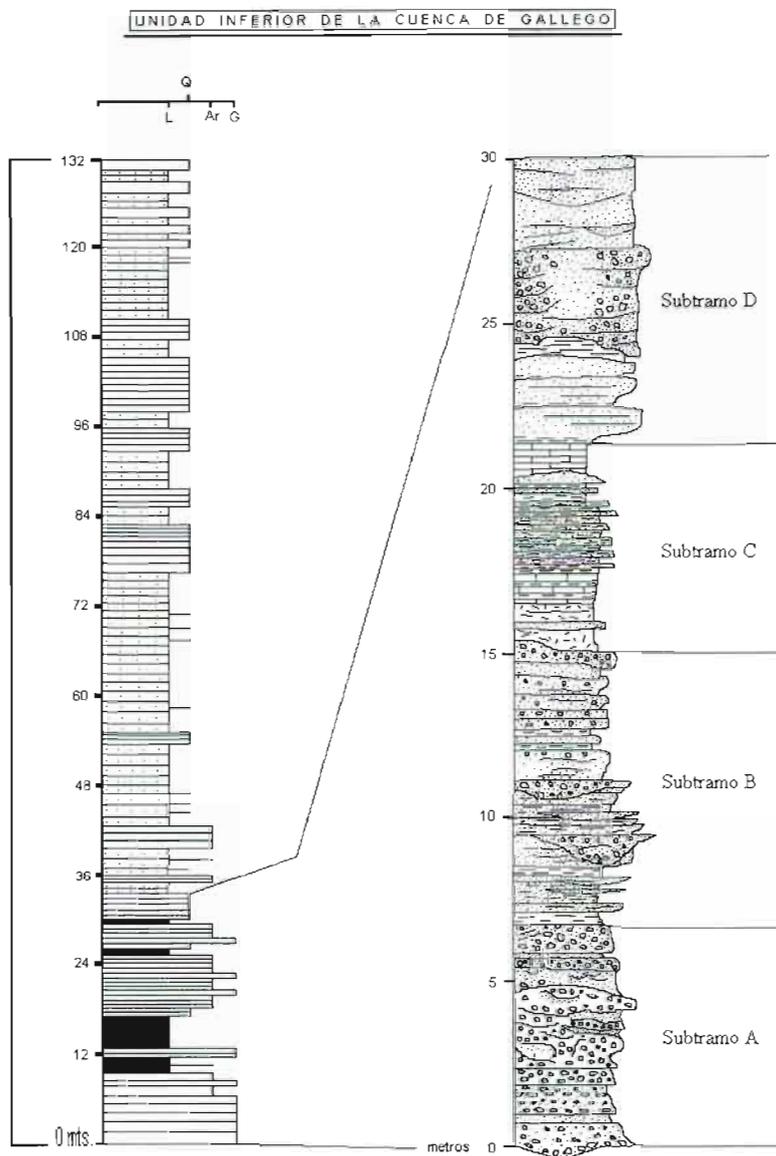


Fig. 3.1 Detalle de la Unidad A de la Sección de Gallego.

1.- Subtramo A: Presenta una potencia de 6.7 m y está constituido por gravas en bancos gruesos de bases ligeramente erosivas y techos de irregulares a convexos. Son clatosoportados o matriz-soportados, mal seleccionados, de cantos gruesos con centiles que pueden llegar a los 27 cm (tamaño medio de los cantos entre 3 y 7 cm). Ocasionalmente, algunos bancos presentan granoselección positiva. Hacia el techo del subtramo entre las gravas se intercalan arenas gruesas masivas (localmente con estratificación cruzada de surco) en bancos centrimétricos. El área fuente de los materiales detríticos es fundamentalmente el relieve terciario marino circundante ya que los depósitos contienen gran cantidad de restos resedimentados de estas facies además de cantidades variables de restos procedentes de las facies Uillas del Cretácico.

Cole y Stanley (1995), en estudios realizados en la Plush Ranch Basin (California), interpretaron este tipo de depósitos como pertenecientes a “debris-flow” depositados mediante avenidas esporádicas de aguas con una fuerte concentración de sedimentos. Este sistema evolucionaría en el tiempo a un sistema terrígeno de tipo “braided” en el que las barras longitudinales están formadas por grabas en bancos de bases planas o ligeramente erosivas y techos convexos (fotgr. III. 1), y los rellenos de canal formados por bancos centrimétricos de arenas con estratificación cruzada de surco.

2.- Subtramo B: Presenta una potencia de 9.5 m y está constituido por arcillas y arcillas arenosas de tonos grises, estructura masiva y escasos restos de gasterópodos, entre las que se intercalan de forma suavemente erosiva bancos lenticulares de arenas de grano medio a grueso con estratificación oblicua de bajo ángulo. Hacia techo, se reconocen bancos centrimétricos fuertemente erosivos de gravas mal seleccionadas y centil 20 cm que, lateralmente, pasan a arenas de estructura tractiva (alas de desbordamiento del canal). Según Viseras (1991) este tipo de depósitos se forman por el desbordamiento de un canal con una importante tasa de agradación vertical que se encaja al descender el nivel de base local (lacustre).

Este subtramo se interpreta como un sistema “**braided**” de arenas formadas por el entrelazado de canales muy someros que riegan una, relativamente amplia, llanura arenosa. En este aspecto correspondería al modelo 2 de los estilos arquitectónicos definidos por Miall (1985). La presencia de canales con alas bien desarrolladas indica una mayor frecuencia de procesos de desbordamiento hacia techo.

Nos encontramos en el mismo margen del lago ya que en estos depósitos se puede apreciar un cierto retoque lacustre.

3.- Subtramo C: Este tramo está compuesto, de muro a techo, por 60 cm de carbonatos y arcillas que alternan en pasadas centrimétricas con restos vegetales y gasterópodos. Por encima se reconocen 2.5 m de alternancias centimétricas de arcillas y limos muy ricos en gasterópodos y presencia de yesos secundarios, cubiertos por 20 cm de arenas con abundantes gasterópodos en un banco que presenta base plana y techo convexo. El subtramo termina con 1 m de carbonatos laminados con abundantes restos vegetales y gasterópodos lacustres.



Fotografía III.1 Cuerpos de base plana y techo convexo en el Subtramo A de los depósitos aluviales de la Cuenca de Gallego.



Fotografía III.2 Pasada turbidítica en la que se observa la secuencia de Bouma parcial.

La presencia en la mayor parte de este subtramo de capas con bases y techos planos con secuencias de Bouma completas o parciales (fotogr. III.2), indica las condiciones subacuáticas de los depósitos, los cuales corresponden a corrientes turbidíticas que penetran en el lago.

Lateralmente hacia el margen de la cuenca estos materiales pasan areniscas en bancos de base ligeramente cóncava (canales muy laxos) organizados en pequeños ciclos de progradación

4.- Subtramo D: Presenta una potencia de 8 m y está formado por arenas con gravas ligeramente laminadas (hiladas de cantos) erosionadas por bolsadas de gravas. Aquí también son abundantes los gasterópodos lo que indica que seguimos en ambiente subacuático y la asociación de estas facies con las turbidíticas nos lleva a interpretar estos depósitos como “debris flow” subacuáticos que son frenados bruscamente al entrar en el agua.

Lateralmente aparecen depósitos canalizados en los que las gravas que los forman quedan fosilizando el surco ya que acaban bruscamente.

Hacia techo se reconocen las facies de margen lacustre formadas por materiales carbonáticos y margosos lacustres entre los que se intercalan pasadas detríticas depositadas a partir de flujos densos. Presentan concentraciones de cantos gruesos a techo y, a la base, estratificación planar o cruzada. Estos depósitos son interpretados como capas de turbiditas que, en ocasiones, presentan claras estructuras de “cut and fill” lo que indica que pueden tener la capacidad de erosionar. Localmente llegan a amalgamarse dos capas turbidíticas, realimentándose una de la otra aumentando así su espesor. Todas las capas turbidíticas van perdiendo espesor hacia el Oeste, pero esto no nos indica ninguna dirección de entrada de detríticos en la cuenca, simplemente es respuesta al avance multidireccional de la corriente turbulenta.

La alternancia de períodos de ascenso y descenso en el nivel del lago, originaría la formación de “lentejones” de materiales terrígenos (groseros en períodos de descenso; y finos en los de ascenso).

Estos materiales descritos pertenecen a la asociación A de la Sección del “Arroyo de Elche” y pueden ser reconocidos igualmente, y con las mismas características, a muro de la Sección del “Barranco de Gallego”, constituyendo así una asociación prácticamente continua lateralmente a lo largo del margen sur de la cuenca.

Por su parte, en la cuenca de Híjar, los depósitos de fan-delta aparecen en la parte más superior de la sucesión neógena con un espesor máximo de unos 25 m, estando erosionados a techo por depósitos de gravas y arcillas de edad Pleistoceno, lo que impide reconocer el desarrollo completo del sistema deltaico. Los depósitos de fan-delta se organizan en tres secuencias superpuestas, compuestas por gravas en bancos irregulares y arcillas arenosas. Los depósitos de gravas contienen abundante matriz, pudiendo caracterizarse como “debris flow” de variable potencia a lo largo del tramo. Consistente con ello, presentan escasa organización interna salvo una difusa gradación de tamaños de base a techo. Las bases de los bancos son ligeramente erosivas sobre arcillas o bien sobre otros depósitos de “debris flow” cuando aparecen amalgamados. El

contenido fosilífero, tanto de las facies de grava como en las arcillas, es muy escaso y representado tan sólo por restos de vegetales dispersos. Aunque las características de afloramiento de esta parte de la sucesión impide una buena definición de la geometría lateral de los depósitos, los rasgos anteriormente descritos permiten concluir que corresponden a materiales depositados en ambiente subaéreo en las partes más proximales del fan-delta.

Por último, las facies terrígenas más altas encontradas en la sección de la “Rambla del Buitre”, cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas, pueden ser caracterizados también como un depósito relacionado con fan-deltas pero en la parte más distal de éste. Esta apreciación se basa en el abundante porcentaje de matriz micrítica que rodea a los granos terrígenos, matriz que localmente contiene conchas dispersas de gasterópodos y restos tobáceos.

b.- Depósitos de plataforma carbonatada lacustre

Las facies pertenecientes a estos ambientes lacustres se caracterizan por estar formadas por margas y carbonatos más o menos margosos y por la abundante presencia de restos de gasterópodos, ostrácodos y plantas.

Los factores que controlan la precipitación de carbonatos en ambientes naturales son la temperatura y, sobre todo, la presión de CO₂. El efecto de la temperatura puede ser importante en zonas someras, en las que se producen variaciones diarias y estacionales, pero la principal causa de la precipitación de carbonatos es el descenso de la presión de CO₂, el cual se produce durante los procesos de fotosíntesis, más importantes hacia finales de la primavera y durante el verano. Por lo tanto, las plantas son particularmente importantes ya que controlan la calcificación biológica y pueden inducir la precipitación de carbonato.

En este tipo de depósitos también son relativamente frecuentes las pasadas de materiales resedimentados procedentes tanto de dentro de la propia cuenca (componentes intracuencales), como procedentes de áreas adyacentes a la cuenca (componentes extracuencales).

A una mayor escala se puede observar como estos materiales se organizan en ciclos repetitivos los cuales comienzan con margas que indican una posición relativamente más profunda dentro de la plataforma debido a su menor contenido en fauna y su menor porcentaje en carbonatos. Entre las margas se intercalan hacia techo finas pasadas de carbonatos margosos y de areniscas con un alto porcentaje de componentes extracuencales, terminando los ciclos con bancos más potentes de carbonatos más o menos margosos con abundantes restos de fauna, lo que parece confirmar que su depósito tuvo lugar en condiciones más someras, correlativas con descenso del nivel del

lago, lo que también explicaría la presencia de pasadas turbidíticas hacia techo de los ciclos, ya que el descenso del nivel facilitaría la erosión de las facies lacustres más marginales. Por lo tanto estos ciclos representan otros tantos episodios de profundización-somerización a los que se ha denominado **“ciclos de retracción”** (fotogr. II.14) (Elizaga, 1990, 1994). La mineralogía de estos materiales es fundamentalmente calcítica aunque algunas muestras presentan cantidades importantes de aragonito y pequeñas cantidades de cuarzo y dolomita heredados de arenas adyacentes.

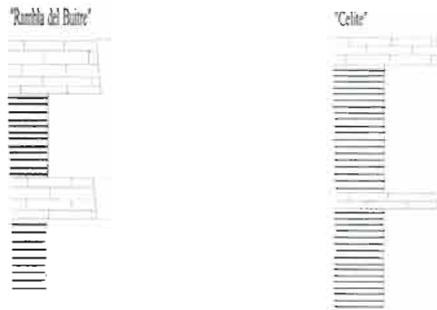
Dentro de la plataforma las facies más marginales corresponden a calizas organizadas en ciclos estrato-crecientes que comienzan con calizas dispuestas en bancos tableados, pasando a bancos más masivos (fotogr. III.3) y terminando con margas grises con abundantes restos de plantas y materia carbonosa. A techo de las calizas en bancos masivos, cuando éstos se sitúan en posiciones más marginales o corresponden a episodios de somerización drástica, se reconocen evidencias de exposición subaérea como son estructuras columnares, brechificación y microcarstificación (Freytet y Plaziat, 1982). Mineralógicamente no presenta diferencias con los materiales de zonas más profundas dentro de la plataforma, únicamente en el grado de litificación, que es mayor en esta zona marginal.

En la cuenca de Gallego se pueden reconocer los materiales descritos anteriormente a techo de los depósitos deltaicos, constituyendo los términos carbonatados de la asociación de facies B descrita en el apartado II-1-b. Así, sobre los detríticos de origen deltaico tenemos aproximadamente 100 m de depósitos de plataforma dispuestos en ciclos de retracción de potencia entre 2.5 a 2.6 m. Las margas son calcáreas de color blanco y hacia techo se van intercalando finas pasadas de limo marrón, porcelanitas y nódulos de sílex. Los carbonatos son mudstones con abundantes moldes de gasterópodos y algunos restos de plantas.

En esta cuenca aparecen bien desarrolladas las facies pertenecientes tanto a ambientes más profundos como a ambientes más marginales dentro de la plataforma.

Para el caso de la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas los materiales carbonatados aparecen asociados a las facies de laminitas diatomíticas, que describiremos en el siguiente apartado, en secuencias repetitivas que constituyen otros tantos ciclos de profundización-somerización (fotogr. II.14). Los depósitos carbonatados que pertenecen a este apartado están constituidos por alternancias de margas y carbonatos con abundantes restos de gasterópodos y plantas, con intercalaciones locales de areniscas en bancos finos, porcelanitas y, ocasionalmente, conglomerados. Como hemos mencionado anteriormente, los materiales de relleno de esta cuenca sólo han podido ser reconocidos a través de las explotaciones de diatomitas abiertas en la zona. Comparando las secciones de “Celite” con las secciones de “Rambla del Buitre” y “Alarcón Palacios” se puede apreciar un aumento de espesor de los tramos carbonatados hacia estas

dos últimas secciones, junto con un adelgazamiento de las facies de laminitas diatomíticas, de ambientes más profundos (ver gráfico adjunto).



Esto lleva a pensar una cierta somerización de la cuenca hacia su parte sureste ya que hacia esa dirección se produce un predominio de facies carbonatadas someras sobre las facies profundas. No obstante, aunque la mayor parte de la cuenca aparece recubierta por materiales pliocuaternarios, parece ser que el paso de unas secciones a otras debe darse a través de una plataforma tipo rampa de muy baja inclinación, ya que en las canteras de “Celite” y “Alarcón Palacios” se explotan los mismos niveles con la única salvedad del ya mencionado cambio de espesores.

La asociación de facies que aparece ampliamente desarrollada en la cuenca de Híjar representa otro tipo de sedimentación carbonatada en la que no predomina la precipitación de carbonatos directamente. De hecho, la presencia de facies carbonatadas como las descritas anteriormente aparecen restringidas a pequeñas intercalaciones de calizas masivas con gasterópodos que sólo aparecen bien desarrolladas hacia la parte más alta de la sucesión. Así, a diferencia de lo observado en las cuencas de Gallego y de Elche de la Sierra-Cobatillas, el mecanismo principal de acumulación de carbonatos en la cuenca de Híjar es la removilización de carbonatos previamente depositados en ambientes más someros y que son transportados hacia zonas más profundas por corrientes de turbidez. Esta removilización y transporte de carbonatos necesita de un descenso del nivel del agua que favorezca la erosión de los depósitos más someros: pero en este caso, el descenso de la lámina de agua no es suficiente para que se desarrollen cuerpos tabulares de carbonatos con abundante fauna.

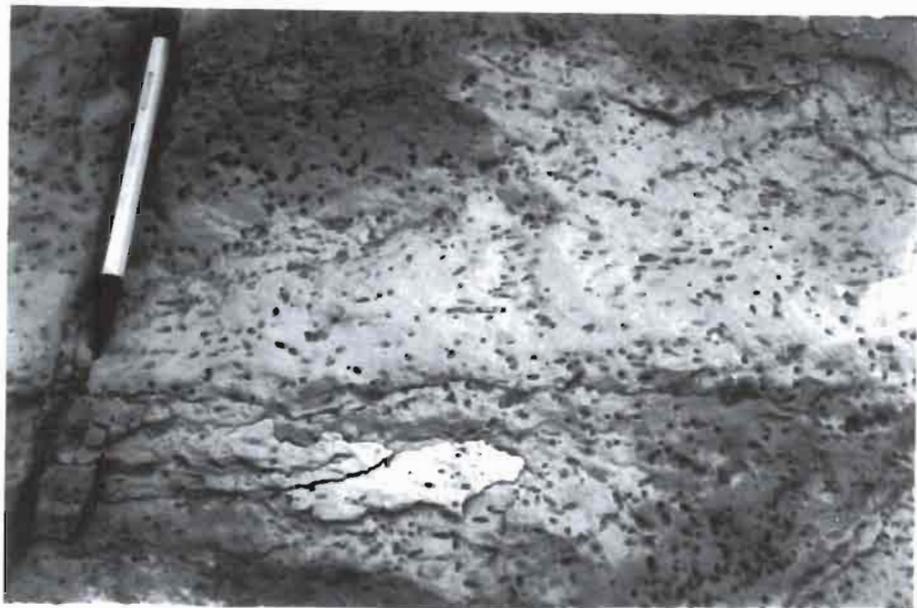
Sólo muy esporádicamente se produjo ese descenso que sí permitió la formación de las facies de carbonatos con gasterópodos que son usuales en el resto de las cuencas.

En este caso también podemos distinguir un ambiente más marginal dentro de la plataforma, que únicamente puede ser reconocido hacia techo de la serie, y está constituido por una secuencia estrato-creciente formada por la repetición de ciclos que comienzan con calizas margosas en bancos tableados y pasan a calizas en bancos más

masivos, terminando en margas grises con abundantes restos de plantas, pertenecientes a facies palustres (similar a la cuenca de Gallego). Las calizas presentan abundantes gasterópodos (fotogr. III.4) y, en ocasiones, evidencias de exposición subaérea. La secuencia marginal completa presenta una potencia de 30 m.



Fotografía III.3 Ciclos estrato-crecientes de bancos tableados de calizas. El martillo yace sobre un banco grueso que pone fin a uno de los ciclos, comenzando a techo el siguiente ciclo.



Fotografía III.4 Gran abundancia de gasterópodos en las calizas pertenecientes al Tramo 3 de la Sección de Híjar:

c.- Laminitas Diatomíticas

Este tipo de litofacies está presente en las cuencas de Híjar y Elche de la Sierra-Cobatillas, en las cuales aparece en capas de espesor variado, desde pocos metros hasta superar la decena de metros en alguno de los bancos explotados en la sección de CELITE. Las capas de laminitas diatomíticas están intercaladas entre depósitos de plataforma carbonática o bien entre sucesiones de margas laminadas de carácter turbidítico, hecho especialmente patente en la sección de la cuenca de Híjar. Por el contrario, esta litofacies no está presente en la cuenca de Gallego, donde las sucesiones contienen niveles de margas en los cuales nunca llega a observarse una definición neta de laminitas.

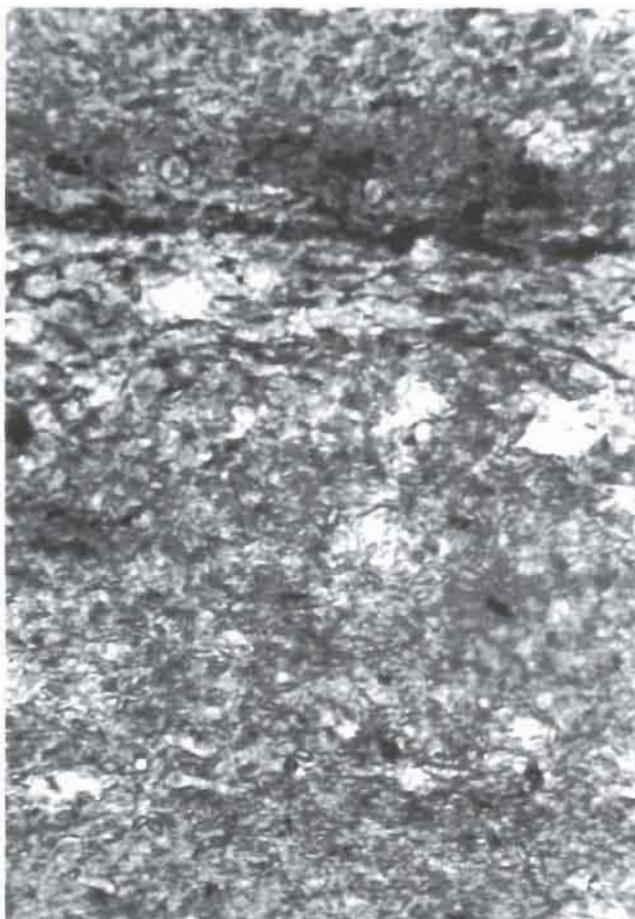
La laminitas diatomíticas consisten en una alternancia regular de sucesivos dupletes de láminas submilimétricas con contactos netos entre ellos. En cada duplete se reconoce un término más oscuro basal formado por carbonato (calcita y, en menor proporción, aragonito) y diatomeas mientras el término superior consiste en una acumulación densa de frústulas de diatomeas (fotgr. III.5 y III.6). Ocasionalmente, las sucesiones de laminitas intercalan pequeñas pasadas de margas arenosas que engloban trozos de laminitas rotas, cantos blandos o agregados de diatomeas, las cuales se interpretan como depósitos de turbiditas que incluyen materiales pertenecientes tanto a las mismas laminitas tras su fragmentación así como a otros procedentes de las plataformas carbonatadas adyacentes. El espesor de estas margas turbidíticas varía entre algunos milímetros a varios centímetros.

Tal como se ha indicado, el componente esencial de los dupletes de láminas son las frústulas de diatomeas que, en prácticamente su totalidad, corresponden a formas céntricas de carácter planctónico. El tamaño de las diatomeas es bajo, con diámetros que oscilan entre 10 y 20 μm . Tanto en la cuenca de Híjar como en la de Elche de la Sierra-Cobatillas, las diatomeas corresponden a especies de *Cyclotella* (L. Benda, comunic. personal, 1994), sin mayor precisión en la determinación. Tan sólo se puede indicar que las morfologías de las frústulas varían de unos niveles a otros dentro de una misma cuenca y las diatomeas son aparentemente diferentes entre las dos cuencas citadas.



Fotografía III.5 Imagen al microscopio óptico de las laminitas diatomíticas de la Cuenca de Híjar.

A este comentario se puede añadir el que las diatomeas determinadas en otras cuencas próximas, por ejemplo la cuenca del Cenajo (Servant-Vildary, 1984), corresponden a especies de *Cyclotella* con características morfológicas diferentes a las observadas por nosotros. Todo ello parece indicar que el desarrollo de diatomeas en las diversas cuencas ha seguido pautas diferentes que impedirían la correlación entre ellas así como una comparación sobre la base del contenido en diatomeas de las sucesiones. Por último, hay que señalar que las diatomeas reconocidas en estas cuencas no tienen representantes actuales (Servant-Vildary, comunic. personal, 1991), lo que dificulta la realización de análisis paleoecológicos comparativos.



Fotografía III.6 Imagen con mayor aumento que la anterior en la que se aprecia la gran acumulación de frústulas de diatomeas.

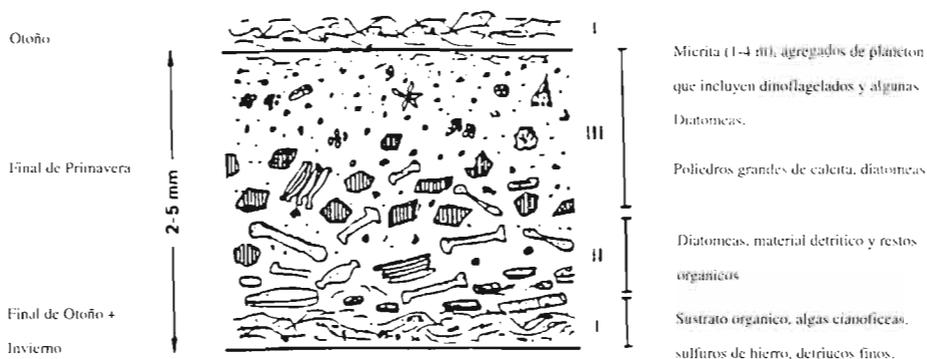
Aunque de forma subordinada, los niveles de laminitas contienen restos de espículas de esponjas silíceas (Harrison, 1988). dichos restos se encuentran dispersos en las láminas diatomíticas, aunque existe cierta tendencia a que sean más frecuentes en niveles de turbiditas intercalados. Por otra parte, se ha reconocido fauna relativamente abundante y bien conservada entre las placas de diatomitas, siendo lo más común los restos de peces (esqueletos y escamas), anfibios y reptiles, así como restos de mamíferos (micro y macromamíferos) cuyo hallazgo es muy esporádico (Calvo *et al.*, 1978; Bellon *et al.*, 1981; Gaudant, 1993).

Tomados en conjunto los tres rasgos de los depósitos de laminitas diatomíticas anotados anteriormente: preservación neta de la laminación de tipo varvado con predominio del contenido en diatomeas, buena conservación de la fauna en las superficies de algunas de las placas con laminitas, y espesor relativamente grande de las capas de laminitas, estos depósitos se interpretan como resultantes de la sedimentación de organismos planctónicos y carbonato, cuya precipitación es inducida biogénicamente, en el fondo de lagos con estratificación de aguas bajo condiciones de anoxia. Este último aspecto justificaría la nula distribución por infauna del sedimento depositado. Este contexto de lago estratificado ha sido ampliamente descrito tanto en medios recientes como antiguos (Kelts y Hsü, 1978; Engster y Kelts, 1983; Anderson y Wean, 1988; Glenn y Kelts, 1991), indicándose como mecanismos conducentes a la estratificación de aguas tanto el control por la temperatura como el efecto de incremento de salinidad en la parte inferior del cuerpo de agua (hipolimnion). Dichos mecanismos son efectivos y son favorecidos por un espesor de la lámina de agua relativamente importante, por lo que tradicionalmente la estratificación de aguas se hace corresponder con lagos más bien profundos (Allen y Collinson, 1986) aunque, de acuerdo con algunos autores (Freytet, 1984), puede generarse estratificación en lagos someros si éstos contienen aguas salinas.

En los sistemas lacustres desarrollados en las cuencas de Híjar y Elche de la Sierra-Cobatillas, la deducción del mecanismo efectivo de estratificación de las aguas no es sencilla. Existen datos, como la presencia de aragonito en las láminas diatomíticas, que apuntan hacia un carácter relativamente salino del agua acumulada en los lagos. Así mismo, los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ en los carbonatos de las diatomitas corroboran en carácter de aguas algo concentradas a partir de las cuales los carbonatos se precipitaron. Esto permite suponer que la estratificación pudo estar controlada por la diferencia de densidad de aguas más diluidas en superficie y más concentradas en profundidad (meromixis salina, en la terminología de Anderson *et al.*, 1985).

El otro aspecto relacionado, la profundidad de los lagos en los momentos de acumulación de las laminitas diatomíticas, queda desde este punto de vista algo abierto. Es indudable, por una parte, que estos depósitos corresponden a ambientes de cierta profundidad, la cual, sin embargo, es difícil de estimar en términos absolutos. Por lo observado en facies similares que aparecen incluidas en estructuras de grandes slumpings en cuencas como la de Cenajo o Camarillas (Elizaga, 1994; Calvo y Elizaga, 1994), dicha profundidad debió superar al menos los 50m. La presencia de turbiditas distales intercaladas con las laminitas podría sustentar esta conclusión.

Las laminitas presentan frecuentes estructuras de deformación tales como “**loops bedding**”, “**boudinage**”, “**laminación convoluta**” y “**diques neptúnicos**”. Estos materiales con las estructuras citadas aparecen en facies profundas tanto en la cuenca de Híjar (excelentes condiciones de afloramiento) como en la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas (estudio a través de testigos de sondeos). Salvo los diques neptúnicos, que no han sido reconocidos en los sondeos de la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas, lo cual no quiere decir que no existan ya que al no ser estructuras continuas lateralmente es difícil que sean cortados por los sondeos. A nivel de frente de labor en la corta de CELITE se pueden apreciar una serie de fracturas abiertas y rellenas por los diques neptúnicos presentes en Híjar a menor escala. En cualquier caso, el estudio de estas fracturas queda fuera del presente trabajo.



Representación esquemática de una varva lacustre típica. Las unidades I y II forman la parte oscura. La unidad III da lugar a la parte clara (Kelts y Hsü, 1978)

d.- Depósitos Turbidíticos

Los depósitos turbidíticos pueden llegar a construir un volumen importante en el total del registro sedimentario de algunos sistemas lacustres, tanto recientes como antiguos (Sturm y Matter, 1978; Anadón *et al.*, 1988; Eugster y Kelts, 1983; Dean y Fouch, 1983; Buatois y Mángano, 1995). Cuando en un lago o en el entorno del mismo se producen fuertes lluvias o el oleaje es muy fuerte, la removilización de material previamente sedimentado o la entrada de sedimento desde el área de drenaje puede dar lugar al desarrollo de corrientes de turbidez de carácter más o menos denso que transportan material hacia zonas más profundas del lago. También la influencia de sismos puede ser un mecanismo desencadenador de estas corrientes de turbidez.

Sea uno u otro mecanismo, las corrientes de turbidez pueden arrastrar o englobar materiales tanto de origen extracuencial o simplemente resedimentados de facies lacustres previas, reconociéndose comúnmente depósitos en los cuales hay componentes mezclados de ambos orígenes. De acuerdo con el predominio de uno u otro tipo de componentes se puede establecer una división entre turbiditas extracuenciales e intracuenciales.

En sistemas lacustres fósiles, los depósitos turbidíticos se reconocen en campo como pasadas de carácter detrítico intercaladas entre materiales más finos, en nuestro caso, margosos o carbonáticos, correspondientes a ambientes de deposición más tranquilos (“ambiente de cuenca o profundo”), en los que predomina la decantación. Consisten en capas de amplia continuidad lateral, comúnmente con bases planas o ligeramente erosivas (estructuras *cut and fill* localizadas, marcas de tipo *flute*), granoselección positiva y desarrollo de secuencias de tipo Bouma más o menos completas (fotogr. II.20). El tamaño de grano depende del carácter proximal o distal de la turbidítica. Las capas de turbiditas pueden aparecer aisladas o bien amalgamadas, en algunos casos con realimentación de la inmediatamente inferior, lo que conlleva un aumento del espesor de las capas amalgamadas. En ocasiones las capas de turbiditas se ordenan en secuencias superpuestas dando un aspecto rítmico a la sucesión.

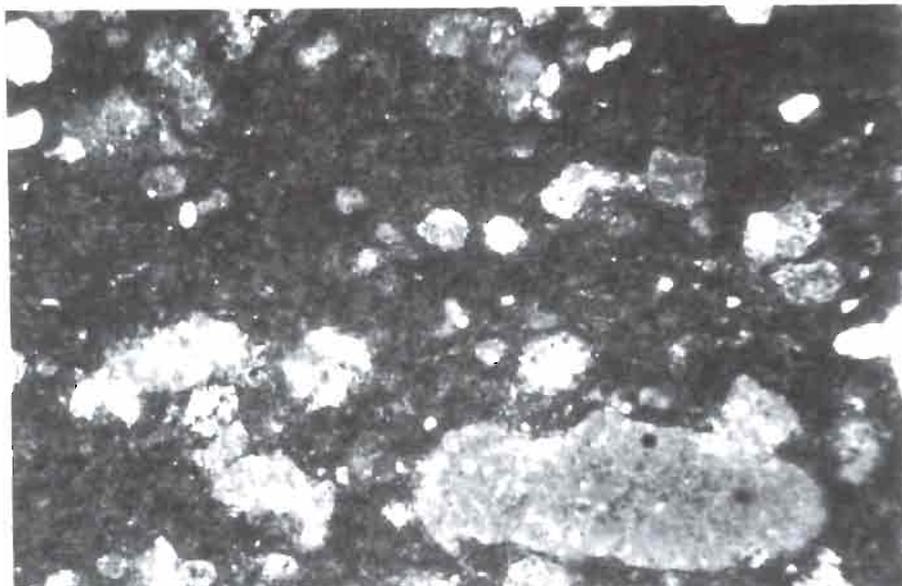
En las cuencas estudiadas dentro del presente trabajo se han reconocido con frecuencia depósitos turbidíticos que se presentan o bien en forma de capas aisladas dentro de materiales margosos y/o carbonáticos (caso de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas y, en menor grado, Cuenca de Gallego) o como paquetes de capas bastante potentes entre depósitos de laminitas (Cuenca de Híjar). En uno u otro caso, la división antes señalada entre turbiditas extracuenciales e intracuenciales aparecen bastante bien marcada. Las turbiditas extracuenciales consisten en capas bien diferenciables por su

geometría tabular (techos y bases comúnmente planos), en las que los componentes clásticos son fragmentados calcáreos y/o silíceos (ver fotogr. II.9 como ejemplo) dependiendo de la litología predominante en el borde de cuenca adyacente.

De forma característica, los fragmentos calcáreos son esencialmente dolomíticos, indicando la proximidad de áreas fuente mesozoicas, y es común la presencia de restos esqueléticos resedimentados procedentes de sucesiones de edad Mioceno en facies marina.

Dentro de estas turbiditas extracuencales se han reconocido tanto gravas como areniscas y limos, y el espesor de las capas es variable (desde cm a dm) dependiendo de su proximidad al borde de cuenca y/o sistemas deposicionales terrígenos localizados en los márgenes. El mejor registro de estos depósitos turbidíticos en relación directa con sistemas de abanico deltaico se localiza en la parte inferior de las sucesiones aflorantes en la Cuenca de Gallego, donde es posible seguir la evolución lateral (“axial”) de capas terrígenas tractivas, depositadas en partes altas de los abanicos, hasta turbiditas con secuencias tipo Bouma bien definidas que se interdigitan progresivamente con las facies de carbonatos y margas netamente lacustres. En las otras cuencas, las condiciones de afloramiento impiden observar esta transición de forma tan neta).

Las turbiditas intracuencales están formadas predominantemente por fragmentos de margas y/o carbonatos lacustres resedimentados de las plataformas adyacentes. Es común la presencia de conchas de gasterópodos y de abundantes restos vegetales dentro de las capas de turbiditas. Cuando estas capas remobilizan sedimentos más profundos del lago (laminitas), el efecto es la digestión de fragmentos de estas laminitas que quedan incluidas como lag basal o, más frecuentemente, como clastos rip-up dentro de la turbidita (fotogr. III.7 y III.8). El aspecto es afloramiento de estas turbiditas intracuencales es variable de una cuenca a otra. En la Cuenca de Gallego se han reconocido como capas finas, dentro de sedimentos calcáreo-margosos laminados, en las que las conchas de gasterópodos se ordenan como lag basal y cierta gradación positiva hacia el techo de la capa. En la Cuenca de Elche de la Sierra- Cobatillas, las capas de turbidíticas intracuencales aparecen esporádicamente en los depósitos de laminitas diatomíticas como capas finas más margosas (restos de estas laminitas fragmentadas, acumulaciones con cierto predominio de espículas de esponjas silíceas, cristales de carbonato mezclados con caparazones de diatomeas). Es en la Cuenca de Híjar donde el desarrollo de turbiditas intracuencales alcanzan una mayor entidad. En esta cuenca, los depósitos de turbiditas se presentan en bancos bastante potentes de margas groseramente laminadas (espesor individual de las capas muy variable, desde pocos cm hasta 20 cm) que se disponen con sus bases y planos paralelos a lo largo de los diferentes bancos. Sólo localmente se reconocen capas de turbidita en las cuales la base está



Fotografía III.7 Vista al microscopio óptico de una arenisca turbidítica en la que se observan fragmentos carbonáticos resedimentados.



Fotografía III.8 Detalle de las margas turbidíticas de la Cuenca de Híjar que engloban fragmentos de laminitas diatomíticas.

netamente formada por clastos extracuencales, apreciándose en estos casos la gradación vertical positiva de forma más marcada. Más comúnmente, la base de las capas comienza por margas con alto contenido de restos vegetales orientados cuya frecuencia va disminuyendo hacia arriba. Los niveles entre turbiditas están formados o bien por una fina capa de marga homogénea oscura, asimilable a un depósito de “hemipelagita” o bien por laminitas diatomíticas que constituirían la sedimentación autóctona (“background sedimentación”, en el sentido de Fragenal-Martínez y Meléndez, 1994).

Mientras que los depósitos de turbiditas extracuencales, los más comunes en sistemas lacustres en los cuales se registra la influencia de dispositivos terrígenos marginales (sistemas fluviales, deltas, abanicos deltaicos) en el conjunto de la sedimentación del lago, han sido modelizados en mayor o menor medida (ver Buatois y Mángano, 1994, 1995, entre otros), la generación de turbiditas lacustres abastecidas predominantemente por materiales removilizados del interior de la cuenca lacustre no ha sido analizada en todo detalle. La indicación más claramente expuesta de procesos de resedimentación en plataformas lacustres se refiere al desarrollo de turbiditas en taludes de bermas carbonáticas (*berm-slopes*) (Murphy y Wilkinson, 1982; Platt y Wright, 1991; Bellanca *et al.* 1995). Las turbiditas en este contexto consisten en capas finas abastecidas por tallos de carofitas, gasterópodos y otros restos derivados de la parte alta de las bermas. Así mismo, Gibling *et al.* (1995) resaltan la importancia de las removilizaciones en márgenes de plataforma con amplio desarrollo de vegetación, cuya acumulación en zonas más profundas de los lagos puede dar lugar a acumulaciones de interés económico de carbones. Martínez Fregenal y Meléndez (1994) han resaltado la importancia de estos procesos en sucesiones con calizas litográficas acumuladas en formaciones cretácicas del interior de la Península. El ejemplo mostrado por nosotros en este trabajo supone una demostración de la importancia de los procesos de resedimentación de materiales internos del lago en determinados sistemas, en los cuales, como en el caso de la Cuenca de Híjar, la acumulación de depósitos turbidíticos intracuencales llega a suponer más del 50 % del total de sedimentos depositados en la cuenca.

e.- Niveles Slumpizados

Los sedimentos superficiales en ambientes subacuáticos son, por lo general, lodos hidropalásticos, es decir, rocas poco o nada litificadas, embebidas en agua, que se deforman muy fácilmente con el menor esfuerzo.

Estas condiciones se dan en la formación de deslizamientos subacuáticos a favor de la gravedad (pendiente) o “slumping”, que se presentan en forma de plegamientos desordenados sinsedimentarios, ya que los sedimentos no perturbados suprayacentes recubren los pliegues discordantemente. Son pliegues muy dúctiles (fotogr. III.9) pudiendo estar adelgazados o engrosados considerablemente sin que se produzca fracturación. El plegamiento es por lo general disarmónico o va acompañado de despegues, funcionando en algunos casos como nivel de despegue capas turbidíticas infrayacentes.

Para que se produzca el desplazamiento gravitatorio es necesario que exista una pendiente y algún esfuerzo que inicie el movimiento. Según Mattauer (1976) basta una pendiente muy pequeña (de 1 a 5°) para desencadenar los deslizamientos, pero de todas formas el valor mínimo de la pendiente necesaria depende de la naturaleza de los niveles en los que se produce la ruptura y, para que el desplazamiento tenga una cierta dimensión, es preciso que la pendiente se mantenga durante un cierto espacio. Los pliegues que se forman debidos a gravedad muestran un sentido de vergencia que corresponde a la pendiente topográfica.

La otra condición necesaria para que se produzca el desplazamiento (el esfuerzo que inicie el movimiento) puede ser fácilmente aquilatada en nuestra zona de estudio, al ser patente el registro de actividad sísmica en muchos niveles de las sucesiones lacustres. En particular, se han distinguido abundantes estructuras de diques claramente interpretables como de origen sísmico (Elizaga, 194), “niveles de mezcla” (fotogr. III.10) en el sentido de Marco *et al.* (1994), así como recurrencias en la distribución de los sedimentos lacustres que siguen una pauta temporal en función de la paleosismicidad regional (Rodríguez-Pascua *et al.*, 1996). La energía de estos sismos, que para el caso de niveles de mezcla ha sido calculada en al menos valores de 5 (Marco *et al.*, 1994), sería más que suficiente para originar el desplazamiento. Se descarta un efecto de carga brusca ya que sobre la mayoría de slumps aparecen depositados materiales variados a los que corresponde sedimentación lenta.

Los slumps que encontramos en las cuencas objeto de este trabajo de investigación son de escala centimétrica o, en el mejor de los casos, decimétrica. En este aspecto contrastan enormemente con los grandes pliegues que encontramos en otras cuencas lacustres del entorno donde las estructuras de deformación llegan a tener espesores de 40 m, como es el caso de la cuenca del Cenajo o de la cuenca de Camarillas-Las Minas (Elizaga, 1990, 1994).

En la cuenca de Gallego no se han observado estructuras de deslizamiento, posiblemente debido al hecho de que no se llegaron a crear diferencias batimétricas importantes entre las zonas más profundas del lago y los ambientes de plataforma.

En el caso de la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas se han observado niveles slumpizados tanto en los niveles de calizas tableadas por encima de los materiales diatomíticos como en las laminitas correspondientes a las facies profundas. En el primer caso tenemos un nivel slumpizado de 9 cm que presenta deformación dúctil por cizalla simple dando pliegues de charnela curvilínea con adelgazamiento en los flancos, que incluso produce “boudinage” del conjunto de láminas calcáreas (Rodríguez Pascua, 1995). El otro caso corresponde a niveles milimétricos slumpizados que aparecen en las laminitas diatomíticas de origen profundo. Estas últimas estructuras se han podido observar gracias al corte fresco que presentan los testigos de una campaña de sondeos que ha realizado recientemente la empresa CELITE.

En la cuenca de Híjar se han podido observar los dos tipos de niveles slumpizados que hemos descrito para el caso de la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas, unos de espesores centimétricos y correspondientes a facies más someras de plataforma carbonatada lacustre y que han podido experimentar un desplazamiento mayor hacia partes más profundas del lago, y otros niveles de potencia milimétrica (o de muy pocos centímetros) que se encuentran en las facies de laminitas, de origen profundo, y que por lo tanto no han podido experimentar un desplazamiento considerable.

El origen de estos slumps se ha atribuido a la acción de seísmos que se repiten con una cierta recurrencia (Rodríguez-Pascua *et al.*, 1996). Considerando que cada duplete de láminas representa un año, se ha podido medir el período de recurrencia de los seísmos observándose que tal período ronda los 100 años; es decir, aproximadamente cada 100 años se ha producido en la zona un seísmo de efecto considerable. Esto último se desprende del hecho de que las capas aparezcan distorsionadas donde el factor “pendiente” no juega un papel determinante.

Los ejemplos de estructuras slumpizadas en sucesiones lacustres son bastante abundantes aunque su estudio no ha sido llevado a cabo de forma sistemática. Ejemplos de slumps referidos en cuencas lacustres de diferentes edades son los ilustrados por Link y Osborne (1978), Dean y Fouch (1983) o Martínez-Fregenal y Meléndez (1994) entre otros, aparte de las estructuras slumpizadas de enorme envergadura descritas por Calvo y Elizaga (1987) y Elizaga (1990, 1994) en cuencas lacustres adyacentes a las estudiadas por nosotros.



Fotografía III.9. Detalle de un nivel slumpizado localizado en las facies de laminitas diatomíticas pertenecientes a la Sección de Híjar.



Fotografía III.10. Detalle de un nivel de mezcla (nivel negro) sobre un nivel slumpizado en las laminitas diatomíticas de la Sección de Híjar.

IV.- GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Antes de entrar a discutir los datos isotópicos de cada una de las cuencas (Tabla 4.1) vamos a dar unos apuntes generales sobre las conclusiones que se pueden sacar de estos datos, de como la relación isotópica de los carbonatos lacustres, junto con estudios paleontológicos y paleobotánicos, conduce a la reconstrucción ambiental y a la caracterización del sistema hidrogeológico en el momento de la deposición.

El oxígeno contenido en el agua de los lagos sufre un fraccionamiento isotópico en función de fenómenos de evaporación y de condensación dando lugar al enriquecimiento del agua en isótopos ^{18}O . Como el ^{18}O es el más pesado de los dos, en procesos de evaporación el ^{16}O será más fácil de incorporar a la atmósfera, quedando de esta manera el agua del lago enriquecida en ^{18}O .

En la composición isotópica del agua del lago influyen la composición de las aguas de lluvia que, a su vez, depende de la latitud, la altitud y la distancia al lugar donde sufrió el proceso de evaporación (Oberhanshi y Allen, 1987), y la composición de aguas tanto superficiales como subterráneas que descargan en el lago. Dansgarrd (1964) observó que en los meses más lluviosos se producía un descenso en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua del lago y un ascenso en los meses más secos. A este proceso le denominó "efecto cantidad" (*amount effect*).

Por tanto el balance hídrico y, consecuentemente, el $\delta^{18}\text{O}$ del agua del lago dependen de procesos de evaporación y precipitación a la vez que del aporte de corrientes superficiales y subterráneas (Doria, 1990).

La relación isotópica del oxígeno de los carbonatos lacustres está estrechamente relacionada con la temperatura a la que se produce la precipitación del carbonato cálcico. La actividad de los seres vivos también da lugar a fraccionamiento ya que en su actividad vital tienden a utilizar el isótopo más ligero.

La composición isotópica del carbono total disuelto puede variar en función del pH.

Tabla 4.1 Composición isotópica de las secciones (en tanto por mil)

Muestra	^{18}O	^{13}C
HP 44	-4.48	-2.66
HP 43 B	-3.75	-1.31
HP 43 A	-3.48	-1.43
HP 42 B	-5.27	-4.47
HP 42 A	-5.58	-3.48
HP 41 B	-4.76	-3.58 H

HP 41 A	-4.40	-1.51
HP 40	-3.85	-2.56 I
HP 39	-5.41	-2.89
HP 38	-5.07	-2.62 J
HP 37 B	-2.95	-1.17
HP 37 A	-2.32	-1.41 A
HP 36	-3.57	-1.93
HP 35	-5.25	-2.74 R
HP 34	-4.00	-2.47
HP 33	-3.80	-2.45
HP 32	-3.98	-2.37
HP 31	-2.32	-1.63
HP 30	-2.75	-1.98
PIII 13	-4.93	-6.71
PIII 12	-6.44	-4.55 E
PIII 11	-5.92	-5.29 L
PIII 8	-5.37	-5.76 C
PIII 7 A	-1.33	-2.32 H
PIII 2 A	-5.71	-6.30 E
PIII 2	-5.50	-6.92
P III 1	-4.49	-5.10
AREL D	+0.93	+2.09
AREL C	-0.63	+2.09 G
AREL B	-1.57	-0.06 A
AREL A	-2.11	-0.73 L
GAL E	+1.28	+1.77 L
GAL D	+0.50	+1.20 E
GAL C	-0.33	+1.22 G
GAL B	-3.45	+0.20 O
GAL A	-4.87	-0.49

y de la temperatura ya que tales parámetros controlan la abundancia relativa de diferentes especies carbonáticas. Es evidente pensar que aquellos carbonatos que tengan un origen orgánico presentarán un enriquecimiento en ^{12}C , ya que la actividad biológica produce un enriquecimiento del CO_2 disuelto y, por tanto, influirán en los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos. Trabajos anteriores han demostrado que valores altos

de $\delta^{13}\text{C}$ corresponden a carbonatos formados por precipitación directa a partir del agua del lago; mientras que valores negativos indican una precipitación de carbonatos influenciada por actividad microbiana de oxidación de materia orgánica.

La composición isotópica del carbono puede variar durante la primera fase de enterramiento, por influencia de procesos microbiológicos de la materia orgánica. En lagos pobres en azufre la metanogénesis bacteriana es predominante y produce carbonatos con valores $\delta^{13}\text{C}$ altamente positivos. Si el agua está enriquecida en azufre, la reducción bacteriana de los sulfatos lleva a la precipitación de carbonatos con valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos (Talbot y Kelts, 1990).

Diversos autores sostienen una tendencia de los valores de ^{18}O y ^{13}C de carbonatos primarios lacustres a la covarianza (Stuiver, 1970; Fritz *et al.*, 1975, 1987; Eicher y Siegenthaler, 1976; Abell *et al.*, 1983; Turner *et al.*, 1983; Spencer *et al.*, 1984; Stiller y Kaufman, 1985; Siegenthaler y Eicher, 1986; Gasse *et al.*, 1987; Hillaire-Marcel y Casanova, 1987; Gasse y Fontes, 1989; Talbot, 1990).

La covarianza isotópica, que viene expresada mediante un coeficiente de correlación "r", es típica de carbonatos precipitados en lagos hidrológicamente cerrados, ambientes en los que el tiempo de residencia de las sustancias disueltas es más elevado que en el caso de lagos hidrológicamente abiertos. En estos lagos el coeficiente de correlación para la covarianza entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ es típicamente mayor o igual a 0.7 (Talbot, 1990). En estos lagos la evolución isotópica está controlada por el balance hídrico entre afluencia y evaporación, siendo de segunda importancia el aporte de aguas meteóricas y la temperatura (Fontes y Gonfiantini, 1967; Stuiver, 1970; Gat, 1981; Fritz *et al.*, 1987).

Discusión de los datos isotópicos

Comenzando por los datos correspondientes a la cuenca de Híjar (Tabla 4.1) la primera característica que sobresale es que todos los datos (tanto de $\delta^{18}\text{O}$ como de $\delta^{13}\text{C}$) presentan un signo negativo dentro de un margen de variación estrecho; el $\delta^{18}\text{O}$ varía entre -5.58 y -2.32 (tantos por mil) y el $\delta^{13}\text{C}$ varía entre -4.57 y -1.17 (tantos por mil). Los valores siempre negativos del $\delta^{18}\text{O}$ indican que el agua a partir de la cual se formaron los carbonatos no estaba enriquecida en ^{18}O con respecto al ^{16}O y por tanto la tasa de evaporación en esta cuenca no era muy alta. El que existía un estrecho rango de variación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ indica un frecuente recambio hídrico de la cuenca ya que si los aportes fuesen escasos las muestras más altas en la serie presentarían una relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ cada vez mayor puesto que al no ser renovada el agua del lago ésta se enriquecería cada vez más en ^{18}O .

Teniendo en cuenta la asociación de facies a la que pertenecen cada muestra po-

demos observar que en las facies de plataforma tenemos valores de $\delta^{13}\text{C}$ más negativos, lo que sugiere un aumento de disponibilidad de CO_2 en el ambiente como resultado de la actividad biológica.

Proyectando los datos isotópicos en un gráfico que enfrenta los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ (figura 4.1) podemos observar que existe una correlación entre los dos valores; es decir, ambos elementos tienden a la covarianza (Borruso, 1995). El coeficiente de correlación “r” calculado da un valor de 0.75, que al ser superior a 0.7 (Talbot, 1990) nos indica el carácter cerrado de la cuenca de Híjar.

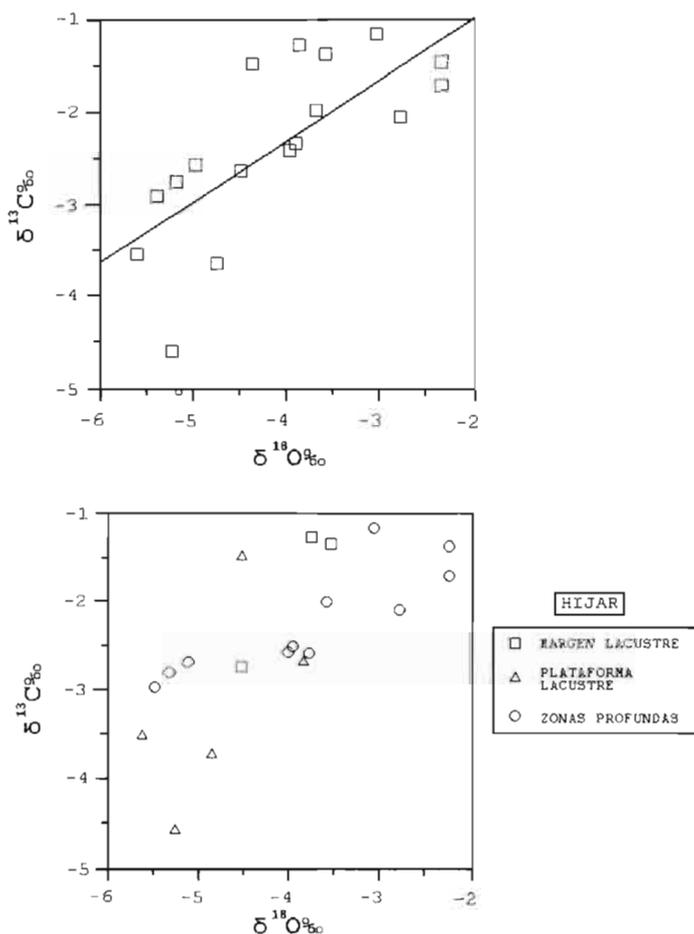


Fig. 4.1 Gráfico que muestran la covarianza de las muestras de la Sección de Híjar.

Para el caso de la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas podemos observar que, al igual que ocurre en el caso de Híjar, los datos obtenidos presentan en todos los casos valores negativos y el rango de variación es del mismo modo estrecho: entre -6.44 y -1.33 (tantos por mil) para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -6.92 y -2.32 (tantos por mil) para el $\delta^{13}\text{C}$. Esto, posiblemente, indica también un frecuente recambio hídrico de la cuenca. Hay que indicar que las muestras analizadas en las secciones de la cantera de CELITE corresponden a las partes más altas de la sucesión, en las cuales no están bien representados los importantes niveles de diatomitas que constituyen la mayor parte de la serie. De hecho, casi todas las muestras proceden de niveles silicificados (porcelanitas) y tan sólo una muestra (PIII 7A) corresponde a un nivel de diatomita.

Si, al igual que hemos hecho antes para la cuenca de Híjar, representamos los datos en un gráfico $\delta^{18}\text{O}$ frente a $\delta^{13}\text{C}$ (fig. 4.2) observamos que ambos valores tienden a la covarianza, dando un coeficiente de correlación ligeramente mayor que 0.7, lo que indica que también Elche de la Sierra-Cobatillas es una cuenca cerrada. Somos conscientes, no obstante, de que el número de análisis realizados en esta cuenca no es demasiado grande y deberá complementarse en un futuro próximo con muestras adicionales que confirmen los resultados anteriormente expuestos.

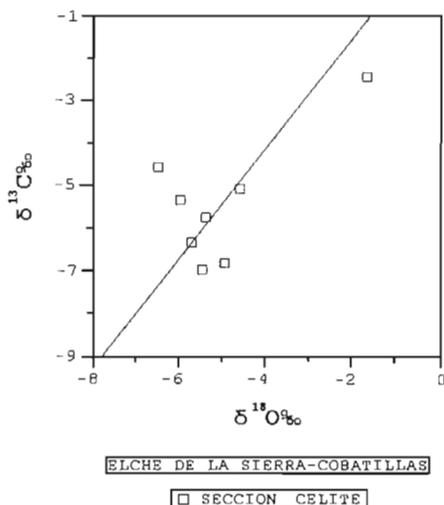


Fig. 4.2 Gráfico que muestra la covarianza de las muestras de la Sección de "Celite".

En las sucesiones de la cuenca de Gallego aparecen depósitos carbonáticos que presentan valores positivos tanto para $\delta^{18}\text{O}$ como para $\delta^{13}\text{C}$ siendo los rangos de variación entre -4.87 y +1.28 (tantos por mil PDB) para $\delta^{18}\text{O}$ y entre -0.73 y +2.09 (tantos por mil) para $\delta^{13}\text{C}$. El que tengamos valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ nos indica que la tasa de

evaporación fue importante en esta cuenca (enriquecimiento del agua del lago en ^{18}O con respecto al ^{16}O que es incorporado mayormente a la atmósfera).

Los valores altos de $\delta^{13}\text{C}$ indican la mayor abundancia del isótopo pesado (de origen fundamentalmente inorgánico) respecto del isótopo ^{12}C cuyo origen se atribuye mayormente a la actividad microbiana de oxidación de la materia orgánica. Teniendo esto en cuenta podemos deducir que el carbonato depositado en la cuenca de Gallego tiene un origen inorgánico más marcado por precipitación directa a partir del agua del lago, y que la actividad biológica era más bien escasa.

Al proyectar los datos isotópicos en el gráfico que enfrenta al $\delta^{18}\text{O}$ con el $\delta^{13}\text{C}$ (figura 4.3) se observa una vez más la tendencia a la covarianza. Calculado el coeficiente de correlación para cada sección obtenemos un valor de "r" de 0.86 para la sección del "arroyo de Elche" y de 0.96 para la sección del "barranco de Gallego"; en ambos casos el valor del coeficiente de correlación es superior a 0.7 que, como ya hemos visto, corresponde a un lago cerrado (Talbot, 1990).

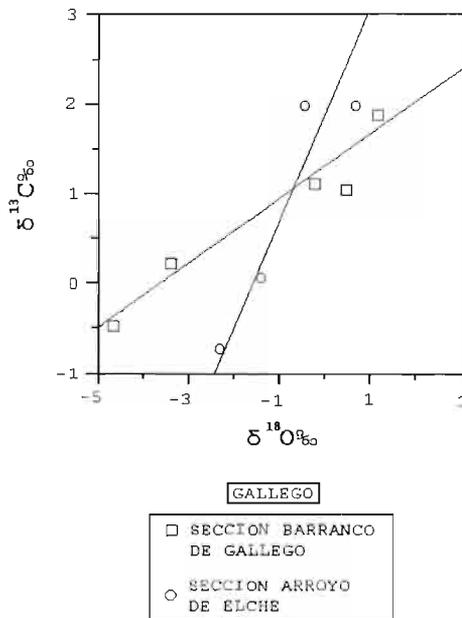


Fig. 4.3 Gráfico que muestra la covarianza de las muestras de las Secciones de la cuenca de Gallego.

Si realizamos un gráfico que muestre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y los valores de $\delta^{13}\text{C}$ con respecto a la posición en la serie podemos observar que, para el caso de la cuenca de Gallego (figura 4.4), la tendencia general es el aumento de los valores isotópicos con-

forme subimos en la serie, lo cual indica que hacia techo tenemos mayores tasas de evaporación a la vez que disminuye la actividad biológica, depositándose el carbonato principalmente por precipitación directa a partir del cuerpo de agua.

En el caso de la sección de “Celite” (Figura 4.5), podemos observar que los valores varían muy poco dentro de un margen muy estrecho, únicamente la muestra PIII 7A, correspondiente a un nivel de diatomita no silificada, representa un aumento más o menos brusco en los valores tanto de $\delta^{18}\text{O}$ como de $\delta^{13}\text{C}$. Esta tendencia sería, desde nuestro punto de vista, la que caracterizaría realmente los depósitos de diatomitas que, sin sufrir ningún proceso de transformación posterior, fueron depositados a partir de la lámina de agua.

Para el caso de Híjar (figura 4.6) no se puede hacer una interpretación de cada ambiente ya que dentro de cada asociación de facies los datos obtenidos son muy variados, no pudiéndose indicar una tendencia clara. Tales variaciones pueden deberse a constantes entradas de aguas dulces o pueden reflejar los frecuentes cambios de facies de plataforma a facies profundas y viceversa.

Por último, hemos representado los datos isotópicos de las tres cuencas en el mismo gráfico que enfrenta los valores de $\delta^{18}\text{O}$ con los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 4.7). De esta manera podemos observar la separación de los valores correspondientes a cada cuenca dentro del gráfico, lo cual nos indica que la evolución hidrológica fue distinta para cada cuenca, lo cual nos lleva a pensar en cuencas aisladas sin ninguna conexión entre ellas.

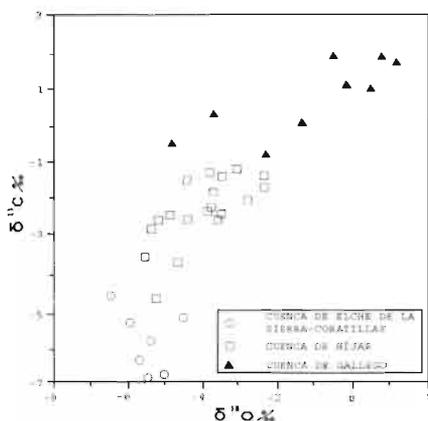
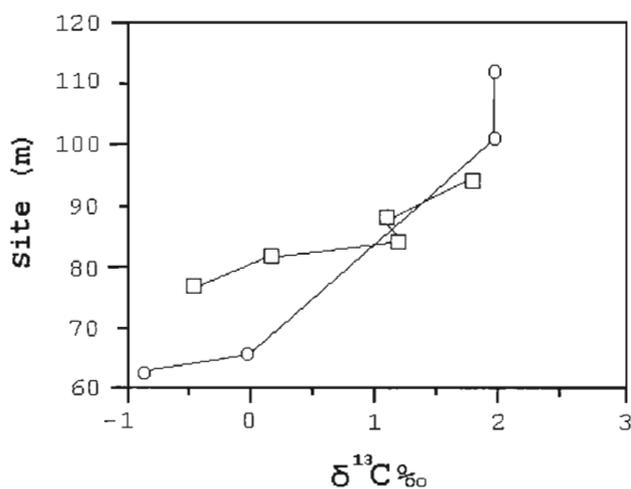
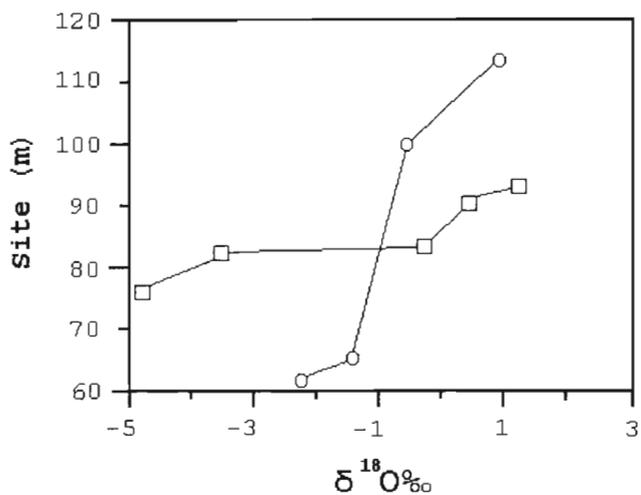


Fig. 4.7 Gráfico que correlaciona las covarianzas de las tres cuencas.



GALLEGO

□ SECCION BARRANCO DE GALLEGO

○ SECCION ARROYO DE ELCHE

Fig. 4.4 Gráfico que muestra la relación entre los valores isotópicos de las muestras y su posición en las columnas.

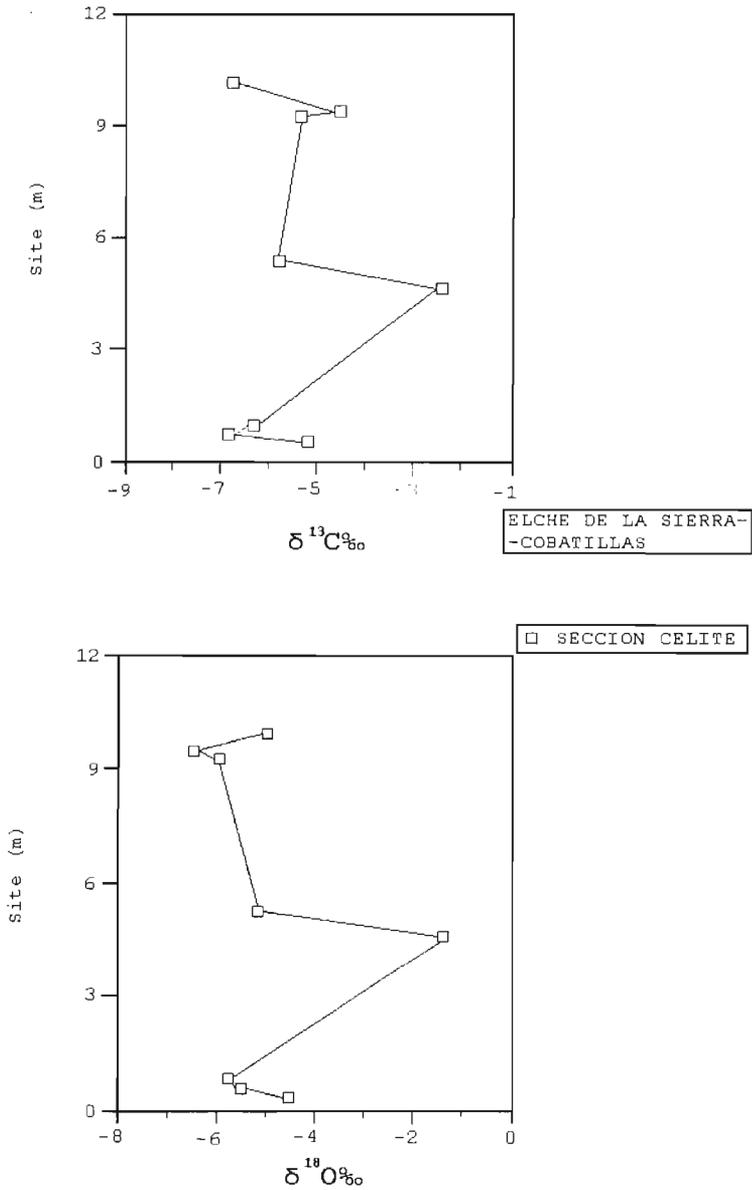


Fig. 4.5 Gráfico que muestra la relación entre los valores isotópicos de las muestras y su posición en la columna.

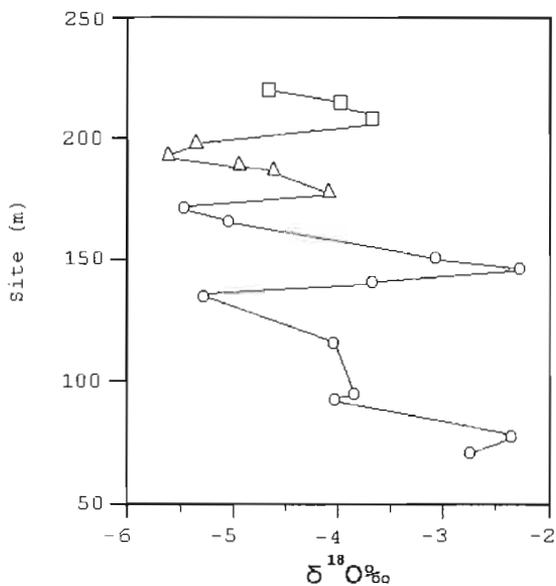
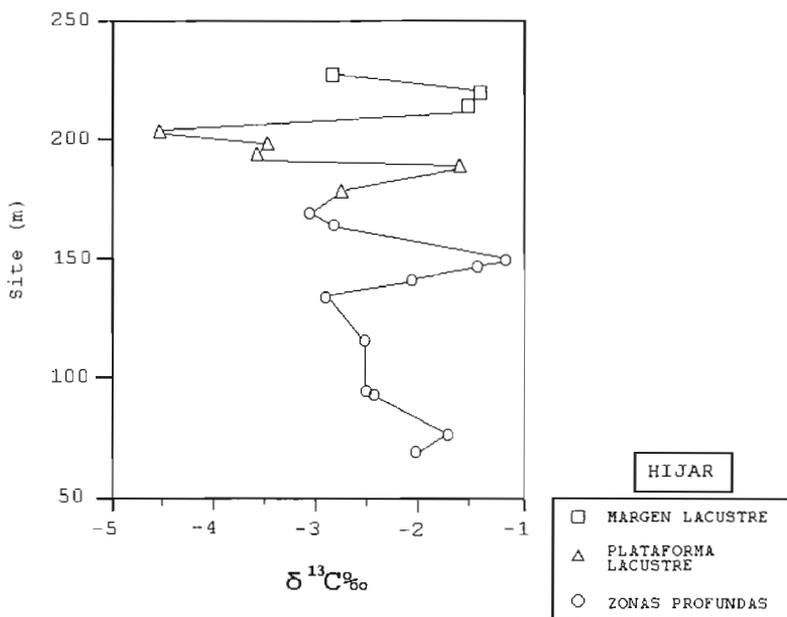


Fig. 4.6 Gráficos que muestran la relación entre los valores isotópicos de las muestras y su posición en la columna.

V.- MODELOS SEDIMENTARIOS

El análisis efectuado en las sucesiones continentales presentes en las cuencas de Gallego, Elche de la Sierra-Cobatillas e Híjar, así como las observaciones realizadas sobre las relaciones geométricas entre dichas sucesiones y los márgenes de las cuencas, permite establecer los modelos básicos de la evolución sedimentaria de cada una de ellas.

Para simplificar la evolución sedimentológica de las tres cuencas, hemos dividido esta evolución en diferentes etapas teniendo en cuenta criterios tanto sedimentológicos como técnicos:

1.- Sedimentación en la cuenca de Gallego

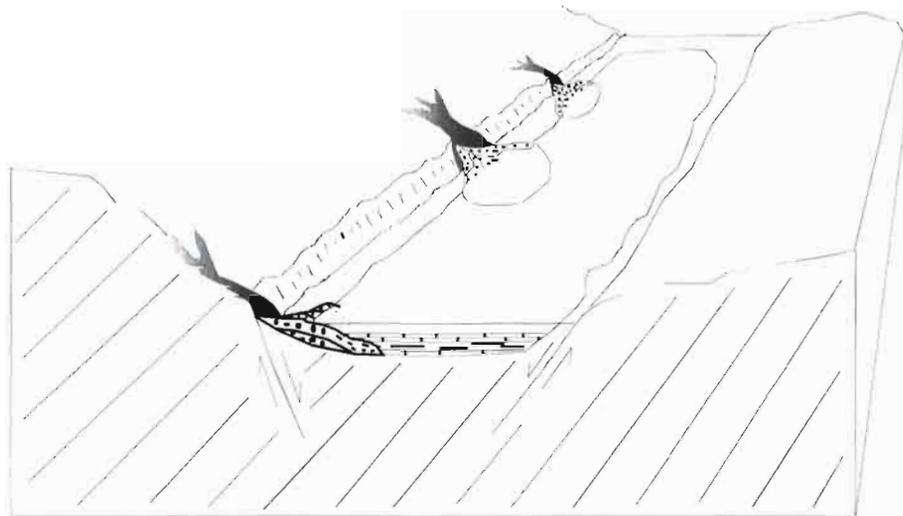
La cuenca de Gallego se formó, al igual que el resto de cuencas lacustres de la zona, a favor de fallas normales que en la mayoría de los casos continuaron siendo activas durante la sedimentación, condicionando ésta.

Del estudio de las secciones levantadas en campo se ha podido deducir que estamos ante una cuenca relativamente pequeña (6 km² de superficie y 220 m de potencia) si la comparamos con las grandes cuencas lacustres de la zona como son la cuenca de Camarillas-Las Minas (220 km² y 478 m de potencia) o la cuenca del Cenajo (300 km² y 460 m de potencia). La relativamente reducida dimensión de la cuenca coincide en este caso con un escaso desarrollo de facies que podemos interpretar como de ambientes profundos. De acuerdo con las sucesiones estratigráficas reconocidas, el relleno sedimentario de la cuenca puede ser dividido en dos etapas (fig. 5.1):

* **Etapa I.** La fracturación que dio lugar a la formación de la cuenca genera un fuerte relieve positivo que rápidamente comienza a ser erosionado mediante corrientes esporádicas torrenciales que descargan hacia la cuenca, generando abanicos que progradan directamente sobre un cuerpo de agua dulce en su nivel más bajo. Este aporte de terrígenos, erosionados a partir de paleorelieves tanto continentales de edad cretácica como marinos cretácicos y terciarios, al entrar en el agua da lugar a la construcción de fan-deltas.

La construcción de los abanicos deltaicos tiene lugar de forma discontinua en función de las oscilaciones del nivel del agua del lago, apreciándose tanto entradas masivas del material terrígeno (debris-flows, más o menos retrabajados y estructurados según la distalidad a los puntos de entrada en el cuerpo de agua) como erosiones de los depósitos previamente acumulados por sistemas de canales en momentos de descenso del nivel. El carácter de la exposición subaérea de estos canales queda deducido de su geometría y de las estructuras de desbordamiento asociadas que presentan.

Gallego/Etapa I



Gallego/Etapa II

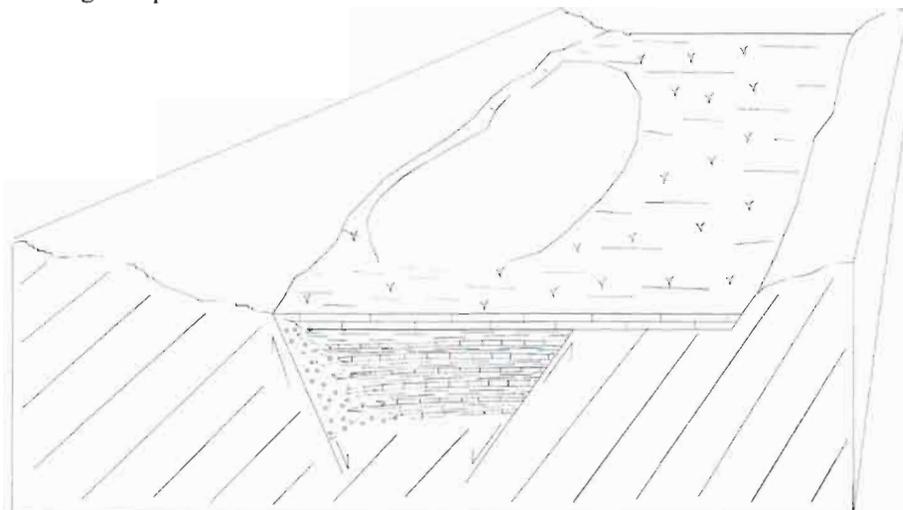


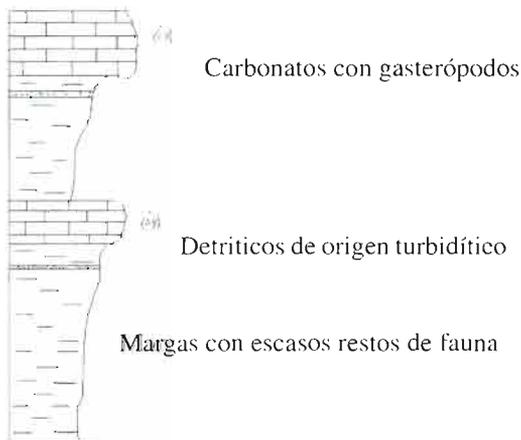
Fig. 5.1 Bloques diagrama representando las distintas etapas en la evolución sedimentológica de la Cuenca de Gallego.

Al no existir coalescencia lateral entre los cuerpos de abanico y existiendo por tanto espacio de acomodación en el margen del lago, tiene lugar, en algunos de los momentos de construcción de los abanicos, desplazamientos laterales de las entradas mayores de terrígenos adaptándose a las topografías dejadas depósitos previos.

*Etapas II. Sobre los materiales descritos en la etapa anterior se sitúan los depósitos carbonatados cuya distribución vertical, en ciclos, representa episodios de profundización-somerización. Esta etapa representa en conjunto un episodio sedimentario de nivel relativamente alto del lago con dos términos deposicionales: el correspondiente a sedimentación carbonática (de carácter netamente autigénico) y el derivado de sedimentación detrítica de procedencia marginal en períodos de descenso del nivel del agua.

Cuando el nivel del lago está alto, se produce precipitación de margas principalmente. A la vez que va descendiendo el nivel del lago, se va produciendo la erosión de nuevas áreas que quedan emergidas, intercalándose esos materiales erosionados entre las margas en forma de corrientes turbidíticas. Cuando se alcanzan los niveles más bajos dentro de esta evolución se produce la precipitación de carbonatos, principalmente por inducción biológica ya que la abundante fauna de gasterópodos, la abundancia de restos de plantas y los datos isotópicos así lo indican.

Hacia techo de las secuencias se aprecia una paulatina disminución de la potencia de los ciclos en un paso gradual hacia facies carbonatadas más marginales, que igualmente se organizan en ciclos de somerización, llegando en ocasiones a presentar evidencias de exposición subaérea. Estas facies marginales representan el último relleno de la cuenca, llegando a disponerse con geometría de **onlap** sobre los materiales mesozoicos y miocenos marinos en su parte este y noroeste.



La ausencia de acumulaciones importantes de diatomeas se debe únicamente a un problema de ambiente de sedimentación concretado en una falta de profundidad del lago, ya que la sílice necesaria para el desarrollo de las diatomeas está presente en el medio como lo demuestra la existencia de niveles de porcelanitas y de nódulos de sílex.

2.- Sedimentación en la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas

En este caso, la relación de los bordes de la cuenca con fallas normales no está tan clara como en las otras dos cuencas incluidas en este estudio debido a que los materiales de relleno pliocuaternarios impiden su observación. Sólo se ha podido determinar algunas fallas de importancia (otras son supuestas) que surcan la cuenca de E a W (Rodríguez Pascua, 1995) y que posibilitan, entre otras cosas, que un mismo nivel de laminitas diatomíticas se explore a cotas diferentes dentro de una pequeña distancia cuando el buzamiento general de las capas es prácticamente horizontal.

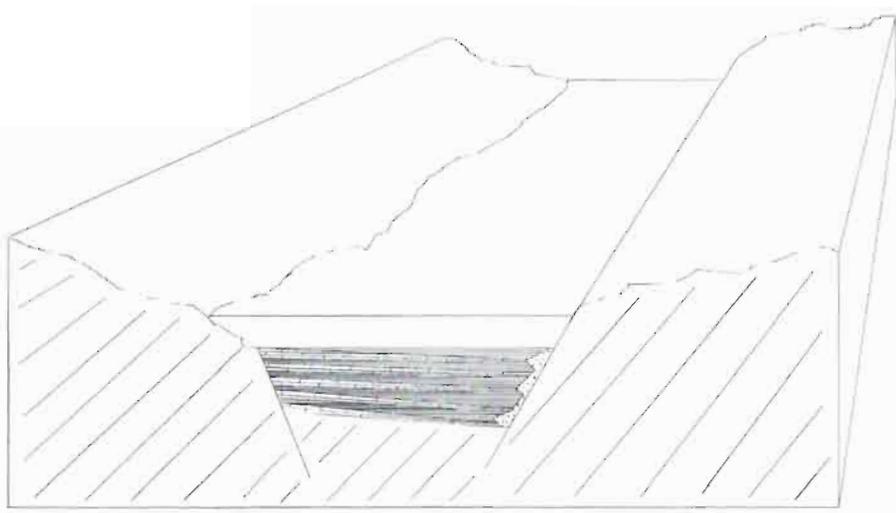
Los materiales pliocuaternarios que cubren los depósitos lacustres impiden el acceso a afloramientos cuyo estudio nos permite reconstruir la historia del relleno sedimentario; sólo es posible el estudio de parte de la sección a través de las labores mineras de la zona o a través de sondeos de exploración de diatomeas.

Teniendo en cuenta las limitaciones a la observación de la serie que impiden observar los términos más inferiores de ésta, hemos dividido la sedimentación de la cuenca en dos etapas (fig. 5.2):

* **Etapa I.** Corresponde a un episodio sedimentario de nivel relativamente alto del lago.

Cuando el agua del lago alcanza su nivel más alto (o cercano a éste) las aguas aparecen estratificadas produciéndose en el fondo la precipitación de materiales de carácter varvado, dando lugar a las facies de laminitas diatomíticas. Tal como se ha indicado en un apartado anterior, las condiciones de depósito de esta litofacies corresponden a un ambiente netamente anóxico en el fondo del lago que contribuye, en ausencia de organismos depredadores o que ejercen bioturbación, a la preservación completa de las laminitas. En estas condiciones los organismos nectónicos, esencialmente peces, que la parte superior oxigenada (epilimnion) del cuerpo de agua se acumulan tras su muerte sobre el sedimento diatomítico de fondo conservando prácticamente de forma total su estructura. Esta situación es la comúnmente observada en numerosos yacimientos con excepcional registro fosilífero (Allison, 1988; Meischner, 1994; Frenegal-Martínez y Meléndez, 1994).

Elche/Etapa I



Elche/Etapa II

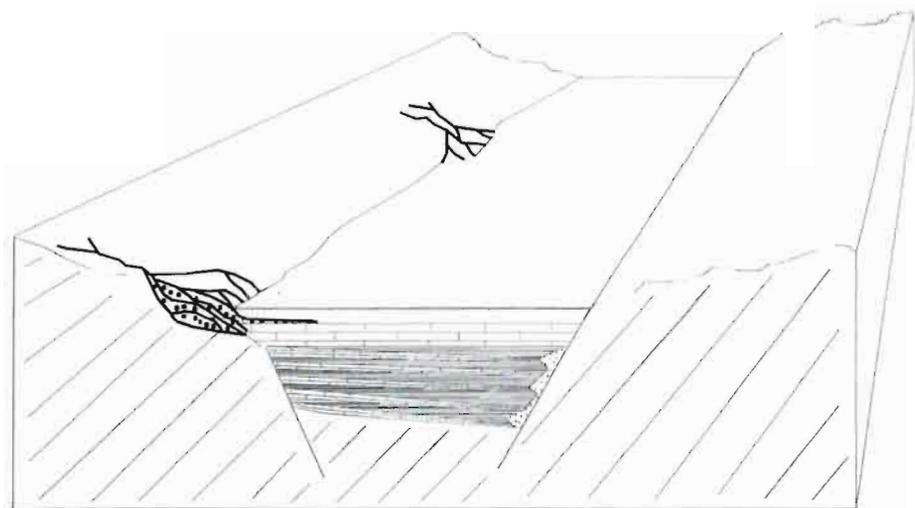


Fig. 5.2 Bloques diagrama representando las distintas etapas en la evolución sedimentológica de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas.

Por otra parte, el predominio de diatomeas de carácter planctónico (céntricas) en todas las laminitas confirmaría el carácter abierto y al menos moderadamente profundo de las zonas del lago en que se produjo su acumulación.

A tenor del fuerte espesor que presentan los depósitos de laminitas, se puede concluir que las condiciones de estabilidad prevalecieron en estas áreas lacustres durante amplios intervalos de tiempo.

Las únicas perturbaciones en la regularidad de la sedimentación de las laminitas diatomíticas parecen relacionadas con eventos sísmicos de baja o moderada intensidad que quedan reflejados en la presencia de **microslumps, laminación convoluta y loop dedding**.

En períodos de descenso relativo del nivel del lago, la estratificación de las aguas se rompe, permitiendo la oxigenación de toda la columna de agua en el lago. En estas nuevas condiciones tendríamos una mayor precipitación de carbonatos (sobre todo precipitación bioinducida), descomposición de la materia orgánica y condiciones idóneas para el desarrollo de organismos tales como gasterópodos y ostrácodos. Los depósitos propios de estas nuevas condiciones son margas con restos de diatomeas, generalmente con rasgos de corrosión/disolución muy marcados, y carbonatos con intercalaciones finas de terrígenos de origen turbidítico por el drenaje de áreas adyacentes, ya sean extracuencales como intracuencales. Así mismo se han reconocido depósitos slumpizados de mediana escala en relación con estos episodios más someros.

* **Etapas II.** Corresponde a los eventos finales registrados en la parte superior de la sección de la “Rambla del Buitre” y aparecen representados por depósitos de fan-delta en sus facies más distales interdigitadas con facies de carbonatos muy someros. El funcionamiento de este fan-delta se debe a una reactivación de algunas fracturas que limitan la cuenca.

3.- Sedimentación en la cuenca de Híjar

Esta cuenca presenta un fuerte control tectónico al estar prácticamente limitada por fallas normales y acompañada por la halocinesis de las facies Keuper. El área que abarca es pequeña pero presenta una gran potencia de sedimentos, bien expuestos gracias al corte que proporciona una rambla que surca la cuenca de Norte a Sur.

Las condiciones sedimentarias que presenta esta cuenca son netamente diferentes a las otras dos cuencas. La diferencia fundamental radica en que en esta cuenca la

sedimentación de facies netamente carbonatadas está restringida a las facies más marginales (que se reconocen, por problemas de afloramiento, sobre todo hacia el techo de la sección) y son las margas turbidíticas y las laminitas diatomíticas los depósitos predominantes. La ausencia de secciones en que es posible observar las relaciones geométricas entre depósitos turbidíticos y las posibles zonas de plataforma carbonática que las abastecieron plantea un problema para la modelización precisa de dichos depósitos de margas turbidíticas.

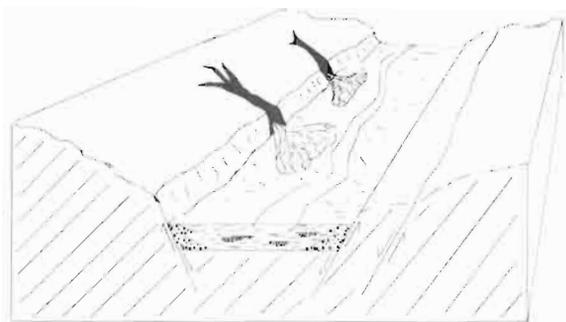
La sedimentación que rellena esta cuenca se puede dividir en tres etapas (fig. 5.3):

* **Etapa I.** Al comenzar la actividad en las fracturas que limitan la cuenca y formarse un graben incipiente, se instalan en el fondo del mismo sistemas fluviales cuya dirección más probable es N-S. En la vertical estos cursos fluviales evolucionan hacia complejos de carácter mixto fluvio-lacustre.

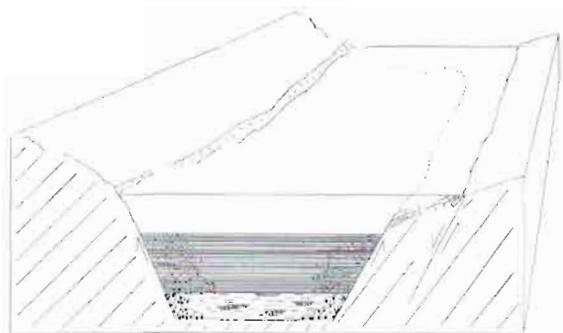
* **Etapa II.** Se inicia la sedimentación carbonática abiertamente lacustre con unas características similares a las descritas para la etapa I de la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas. De forma similar a aquella, la sedimentación lacustre en Híjar da lugar a potentes depósitos de laminitas acumuladas en el fondo de un cuerpo de agua estratificado y condiciones anóxicas en el hipolimnio. La diferencia mayor entre ambas cuencas es que en Híjar aparecen intercalados abundantes niveles de turbiditas (margas turbidíticas, en ocasiones con bases arenosas finas de procedencia extracuenca). La importancia de los procesos de resedimentación de material previamente acumulado en plataformas carbonatadas sugiere una inestabilidad bastante continuada durante el relleno de la cuenca, hecho que aparece corroborado por la frecuencia de deslizamientos (micro o mesoslumps) así como otros depósitos relacionados con eventos sísmicos (“niveles de mezcla”) que se reconocen a lo largo de la sucesión con una cierta periodicidad temporal.

* **Etapa III.** Corresponde a la fase de colmatación de la cuenca, hecho que viene indicado, por una parte, por el tránsito en la vertical de las facies de laminitas y margas a carbonatos más potentes y ricos en gasterópodos, que a su vez intercalan hacia techo margas de carácter palustre y, por otra, por la superposición al final de la sucesión de origen detrítico atribuidos a la acción de abanicos aluviales que penetran en el agua del lago (depósitos de **fan-delta**).

Híjar/Etapa I



Híjar/Etapa II



Híjar/Etapa III

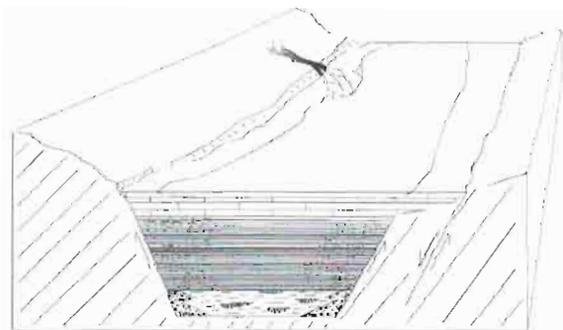


Fig. 5.3 Bloques diagrama representando las distintas etapas de la evolución sedimentológica de la Cuenca de Híjar.

VI.- APLICACIONES DE LAS DIATOMITAS

La diatomita es una roca sedimentaria silíceas compuesta esencialmente por acumulación de restos de frústulas de diatomeas, una planta acuática unicelular relacionada con las algas. La diatomita se forma por litificación de fango diatomítico el cual está constituido principalmente por la sílice que forma los caparazones de las diatomeas, siendo ésta un ópalo de tipo A (ópalo amorfo o sílice biogénico).

Los terminos “tierra de diatomeas” y “kieselguhr” se utilizan como sinónimos de diatomita. Los términos “tierra de diatomeas” y “kieselguhr” se utilizan como sinónimos de diatomita. Los términos “trípólita”, “tierra de infusores”, etc., se utilizaron en algún tiempo pero actualmente están obsoletos. La designación está reservada a aquellas acumulaciones de sílice diatomítica que presentan suficiente calidad, tamaño y “minabilidad” para ser consideradas como de potencial valor comercial.

La diatomita posee una inusual estructura y una estabilidad química que la recomienda para unas aplicaciones para las que no sirven otras formas de sílice. Entre las distintas aplicaciones cabe destacar la de ayuda para el filtrado, que consume aproximadamente la mitad de la producción. Sus propiedades físicas como la baja densidad, la alta capacidad de absorción, la alta superficie específica, la relativamente baja abrasión y el ser químicamente inerte, le confiere unas características idóneas para su utilización en numerosos campos, algunos de los cuales, los más importantes, pasamos a describir a continuación:

Como filtrante se utiliza en la industria de la cerveza, vinos, licores y zumos, en purificación de aguas de piscinas, productos farmacéuticos, productos de limpieza, etc.

Como carga o aditivo funcional se emplea en pinturas, plásticos, caucho, papel y abrasivos suaves para pulido de chapa de automóviles o para elaboración de pastas dentífricas.

Como absorbente (puede llegar a absorber dos veces y media su peso en agua) se pueden utilizar para camas de gatos, soportes de pesticidas y líquidos, manipulado y almacenamiento de productos químicos peligrosos.

Dentro de los materiales estructurales la diatomita se utiliza en productos aislantes, ladrillos refractarios o cementos ligeros.

Como soporte catalítico se utiliza en procesos de hidrogenación con Ni, fabricación de ácido sulfúrico con V, o en la industria del petróleo. También tiene aplicación como soportes bioquímicos, fibra de vidrio, cromatografía, etc.

En el marco de la investigación donde se incluye este trabajo se están estudiando nuevos productos de aplicación, como puede ser la fabricación de paneles aislantes (tanto térmicos como acústicos) para su utilización en la construcción de viviendas. La investigación se centra en la búsqueda de un aglomerante tanto sintético como natural

(por ejemplo el yeso) que le proporcione la consistencia necesaria al polvo de diatomita.

También se está investigando la asociación de la diatomita con distintos tipos de arcillas y determinar posibles aplicaciones. Esta investigación está siendo realizada actualmente por el Instituto de la Arcilla de Toledo.

Otra línea de trabajo se centra en la capacidad de la diatomita en almacenar gran cantidad de agua y de ir soltándola poco a poco, es decir, como regulador de humedad en soportes edáficos. Esta propiedad tiene esperanzadoras aplicaciones en Agricultura y en repoblaciones forestales como solución contra la sequía.

La aplicación industrial de la diatomita requiere un proceso previo que incluye básicamente operaciones como machaqueo, molienda y secado, además de clasificado de tamaños. Estas operaciones requieren la instalación de cadenas de ciclones, separadores y clasificadores. Posteriormente se somete el producto a una calcinación para la eliminación de carbonatos y otras impurezas. Ésta se realiza en hornos rotatorios sin adición de fundente o con éste ("flux-calcined"). El polvo de diatomita se somete a una temperatura entre 900 y 1000° C pero sin pasar nunca de los 1500° C ya que en las proximidades de esta temperatura se produce la fusión de la sílice colapsándose la porosidad estructural.

VII.- RESUMEN Y CONCLUSIONES

El análisis litoestratigráfico y sedimentológico de los materiales de relleno de las cuencas lacustres de edad Mioceno Superior estudiadas en este trabajo ha tenido como objetivo el obtener modelos de la evolución geológica de dichas cuencas. Dada la gran abundancia de depósitos diatomíticos en las sucesiones lacustres, el conocimiento en detalle de éstas puede servir como base para planificar la prospección de dichas diatomitas.

Para llevar a cabo el análisis hemos levantado o completado un total de siete secciones litoestratigráficas localizadas en tres cuencas lacustres del área Prebética en el Sur de Albacete (cuencas de Gallego, Elche de la Sierra-Cobatillas e Híjar). Aparte de las observaciones realizadas en el terreno, así como sobre material procedente de varios sondeos, se han recogido una serie de muestras representativas de los distintos materiales de relleno de las cuencas lacustres para su estudio más detallado mediante diversas técnicas de laboratorio.

Se ha delimitado la superficie de cada una de las cuencas lacustres intentando, cuando es posible, diferenciar las unidades más representativas que constituyen el relleno sedimentario. La cuenca de Gallego no había sido estudiada anteriormente por lo que, además de reconocer las distintas unidades se ha llevado a cabo su cartografía. Para las otras dos cuencas se han revisado las cartografías existentes (Elizaga, 1990).

1994) introduciendo algunas modificaciones, como son el trazado de algunas fallas no contempladas en la cartografía original. Para el caso de la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas se ha intentado delimitar cartográficamente las diferentes unidades, pero la cubierta plio-cuaternaria impide su trazado completo a lo largo de la cuenca ya que estas unidades sólo son visibles en los frentes de explotación de las canteras abiertas en la zona. En la cuenca de Híjar las distintas unidades sólo son visibles a través de la Rambla del Mojón y, por lo tanto, su trazado en superficie no es posible por estar cubierto por materiales plio-cuaternarios o por cubierta vegetal.

Una vez obtenidos los datos de laboratorio y haber realizado su estudio sistemático se ha llegado a la caracterización de los depósitos y a la descripción de las diferentes tipologías de facies, así como de sus relaciones espaciales y temporales. Se han definido un total de cuatro facies sedimentarias mayores: 1) depósitos de abanicos deltaicos; 2) depósitos de plataformas lacustres carbonatadas; 3) laminitas diatomíticas y 4) depósitos turbidíticos. En relación con ellos se han determinado las estructuras de deformación presentes dentro de las secciones.

Los depósitos aluviales han sido interpretados como fan-deltas basándonos en las observaciones de campo, sobre todo en la descripción de los depósitos terrígenos de la cuenca de Gallego donde este tipo de facies presenta las mejores condiciones para su estudio. En esta cuenca, las facies de abanicos deltaicos constituyen los primeros depósitos reconocibles. Por el contrario, depósitos similares han sido reconocidos como últimos materiales de relleno tanto en la cuenca de Híjar como en la sección "Rambla del Buitre", en la cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas.

Los depósitos de plataforma carbonatada lacustre han sido definidos basándonos en criterios mineralógicos y analizando la fauna y flora contenida en los mismos. Consisten en carbonatos dispuestos en cuerpos tabulares con abundantes restos de gasterópodos y margas algo más masivas con un menor contenido en fauna. Estas dos litologías se disponen en ciclos, dentro de los cuales las margas representan períodos de una mayor profundidad relativa, mientras que los carbonatos corresponden a ambientes más someros. Por lo tanto, las secuencias repetitivas de estos ciclos indicarían otros tantos ciclos de profundización-somerización.

Las laminitas diatomíticas presentan aspecto varvado, gran cantidad de materia orgánica y una gran acumulación de caparazones silíceos de diatomeas. En ellas se ha encontrado fauna asociada, en particular restos de peces, espículas de esponjas silíceas, anfibios, reptiles y escasos restos de mamíferos. Estas facies han sido interpretadas como típicas de ambientes lacustres profundos y constituyen los depósitos diatomíticos que son ampliamente explotados en el área Prebética del Sur de Albacete.

A lo largo de todas las secciones han sido reconocidas numerosas pasadas de depósitos turbidíticos que presentan secuencias de Bouma completas o parciales. Te-

niendo en cuenta los componentes mayoritarios de los materiales resedimentados se ha realizado una clasificación de estos depósitos en turbiditas extracuencales (con un mayor porcentaje de componentes procedentes de los márgenes de cuenca) y turbiditas intracuencales (con mayor porcentaje de componentes de la misma cuenca, resedimentados hacia zonas más profundas).

Es importante mencionar la continuidad en la actividad tectónica que ha acompañado al relleno sedimentario de las cuencas lacustres debido al funcionamiento y reactivación de las fallas normales que las limitan. Dichas fallas han contribuido a la formación de las cuencas y han condicionado la sedimentación. Son numerosos los datos que constatan esta actividad tectónica. Por un lado, las entradas fuertes de terrígenos en la cuenca (fundamentalmente en forma de abanicos deltaicos) debido a la reactivación de las fallas. Por otra parte, las estructuras de deformación, reconocidas a nivel de microescala en las facies de laminitas diatomíticas o margas turbidíticas o margas turbidíticas (loop bedding, laminación convoluta, niveles de mezcla, diques neptúnicos, microsumps, fallas intraformacionales) y a una mayor escala (slumps de mediano tamaño) en facies más someras

Se han realizado determinaciones de las relaciones isotópicas $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para tratar de modelizar la geoquímica de las aguas donde se produjo la deposición de los depósitos carbonatados. A partir de estos datos se pueden deducir tasas de evaporación relativas muy diferentes de unas cuencas a otras. Por ejemplo, una cuenca bastante somera como la cuenca de Gallego sufrió mayores tasas de evaporación, tal como lo indican sus valores altos de $\delta^{18}\text{O}$. En cambio, cuencas más profundas como Híjar y Elche de la Sierra-Cobatillas presentan valores mucho más bajos de esa relación isotópica, lo que indica que la concentración por evaporación no fué tan importante como en la cuenca de Gallego. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos han permitido determinar la contribución orgánica a la precipitación de carbonatos, observando que esta contribución es mayor en cuencas someras, como el caso de la cuenca de Gallego, que en cuencas más profundas (Híjar y Elche de la Sierra-Cobatillas).

Por último, mediante tratamiento estadístico de los valores isotópicos, hemos observado la tendencia de estos valores a la covarianza, lo que, según diversos autores, es indicativo de las condiciones cerradas de los lagos. Los resultados obtenidos permiten confirmar en nuestro caso el carácter hidrológicamente cerrado de los sistemas lacustres en las tres cuencas estudiadas.

Una vez analizados todos los datos y realizar el análisis sedimentológico de las diferentes facies, se ha intentado establecer un modelo de sedimentación integrado para las cuencas lacustres del área de estudio pero, al ser la evolución sedimentaria tan particular para cada una de las cuencas. La diferente evolución que presentan las cuencas se interpreta como un factor relevante en la presencia o ausencia de depósitos

diatomíticos, así como en la calidad o pureza y espesor de estos materiales. Así, cuencas en las cuales no se alcanzaron condiciones de profundidad suficientes, como es el caso de la cuenca de Gallego, se presentan desprovistas de diatomitas mientras en las otras dos, más subsidentes, la abundancia de diatomitas es notable. No obstante, la comparación entre los registros de las cuencas de Híjar y Elche de la Sierra-Cobatillas muestra que el efecto de resedimentación intensa debido al menor tamaño y, posiblemente, mayor actividad tectónica de la primera, supone un factor negativo para la acumulación de depósitos suficientemente importantes de diatomitas.

APÉNDICE

Para la determinación de los porcentajes aproximados de distintas especies minerales en algunas de las muestras se ha utilizado el método de los poderes reflectantes sobre los datos de difracción de rayos -X. Hay que señalar que este método es semi-cuantitativo y presenta un margen de error de $\pm 5\%$. Este método nos ha permitido confeccionar la tabla I (ya vista en el texto).

		COMPONENTES MINERALÓGICOS (en tantos por ciento, excepto en Híjar)						
		CALCITA	ARAGONITO	DOLOMITA	CUARZO	ÓPALO	SALITA	ARCILL
	AR-EL 106	60			40			
	AR-EL 107	100						
	R-GAL 03	85	15					
	R-GAL 05	35	65					
	R-GAL 06	60	15		tr			
	R-GAL 08	90			10			
	R-GAL 11	40	60					
	CELITE 01					= 100		
	CELITE 05	10				90		
	CELITE 13	tr				95		
	CT 01				10	95	tr	
	CT 03	tr				90	5	
	CT 05					95	tr	
	CT 08	10				85	tr	
	CT 09	tr				95	tr	
	CT 12	tr				95		
	CT 14	tr				95		
	CT 18	tr				95	tr	
	CT 18		tr			95	5	
	CT 24	tr	tr			95	tr	
	CT 25	10				80	10	
	HP 30	*	*	*	*			*
	HP 31	*	*	*	*			*
	HP 32	*	*	*	*			*
	HP 33	*	*	*	*			*
	HP 34	*	*	*	*			*
	HP 35	*	*	*	*			*
	HP 36	*	*	*	*			*
	HP 37A	*	*	*	*	*		*
	HP 37B	*	*	*	*	*		*
	HP 38	*	*	*	*			*
	HP 39	*	*	*	*			*
	HP 40	*	*	*	*			*
	HP 41A	*	*	*	*			*
	HP 41B	*	*	*	*			*
	HP 42A	*	*	*	*			*
	HP 42B	*	*	*	*			*
	HP 43A	*	*	*	*			*
	HP 43B	*	*	*	*			*
	HP 44	*	*	*	*			*

Tabla I. Composición mineralógica de muestras tomadas en las diferentes cuencas cuenca de Gállego (AR-EL, R-GAL), cuenca de Elche-Cobanillas (CELITE, CT) y cuenca de Híjar (HP)

A continuación incluimos los datos de difracción de rayos-X que han permitido la determinación de la composición mineralógica de aquellas muestras sometidas a esta técnica.

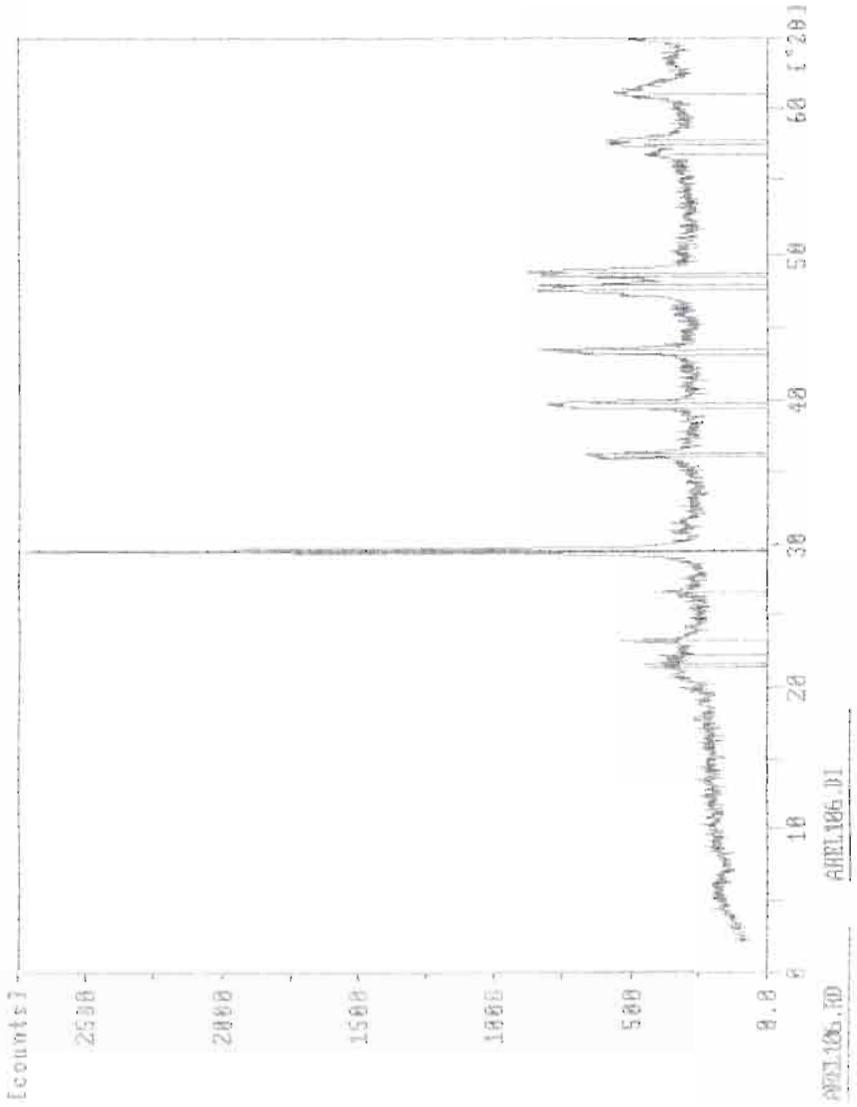
Sample identification: ar-ni-106
 Data measured at: 19-may-1994 12:02:00

Diffractionmeter type: PW1440
 Tube anode: Cu
 Generator tension [kV]: 40
 Generator current [mA]: 30
 Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
 Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
 Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.500
 Receiving slit: 0.2
 Monochromator used: NO
 Full scale of recorder [kCounts/h]: 20
 Time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [°2θ]: 3.010
 End angle [°2θ]: 64.970
 Step size [°2θ]: 0.020
 Maximum intensity: 2352.250
 Time per step [s]: 0.400
 Type of scan: CONTINUOUS
 Intensities converted to: FIXED
 Threshold: 25%
 Minimum peak tip width: 0.00
 Maximum peak tip width: 1.00
 Peak base width: 3.00
 Minimum significance: 0.95
 Number of peaks: 21

Angle [°2θ]	d-value α1 [Å]	d-value α2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int [%]	Signif.
21.295	4.1710	4.1817	0.200	317	319	9.5	1.76
21.660	4.0996	4.1097	0.040	324	319	10.0	1.23
22.105	4.0181	4.0280	0.120	177	212	7.5	1.03
23.235	3.8252	3.8344	0.240	306	275	13.0	2.66
26.820	3.3489	3.3582	0.080	120	240	5.4	1.67
29.430	3.0325	3.0400	0.120	1989	250	84.6	5.31
29.580	3.0105	3.0179	0.240	2352	250	100.0	23.57
36.045	2.4897	2.4955	0.200	272	266	12.1	1.80
36.260	2.4755	2.4816	0.160	210	267	13.2	1.90
39.410	2.2846	2.2902	0.060	320	276	15.6	1.93
39.735	2.2668	2.2722	0.240	272	276	15.8	4.84
43.185	2.0922	2.0985	0.100	268	279	16.5	1.25
43.460	2.0806	2.0857	0.060	304	279	18.5	1.37
47.375	1.9090	1.9145	0.200	246	299	14.7	2.45
47.925	1.8986	1.9031	0.200	310	295	15.2	2.74
48.540	1.8740	1.8797	0.140	251	292	14.1	3.04
48.840	1.8632	1.8678	0.100	281	292	15.5	1.14
56.730	1.6214	1.6254	0.220	61	276	2.6	3.39
57.860	1.6023	1.6063	0.140	159	285	6.5	1.67

Angle [°2θ]	d-value α1 [Å]	d-value α2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int [%]	Signif.
57.825	1.5933	1.5972	0.240	139	299	5.0	3.29
61.105	1.5154	1.5191	0.100	117	306	5.0	0.95



Sample identification: ar-e1-107
 Date measured at: 17-may-1994 12:07:00

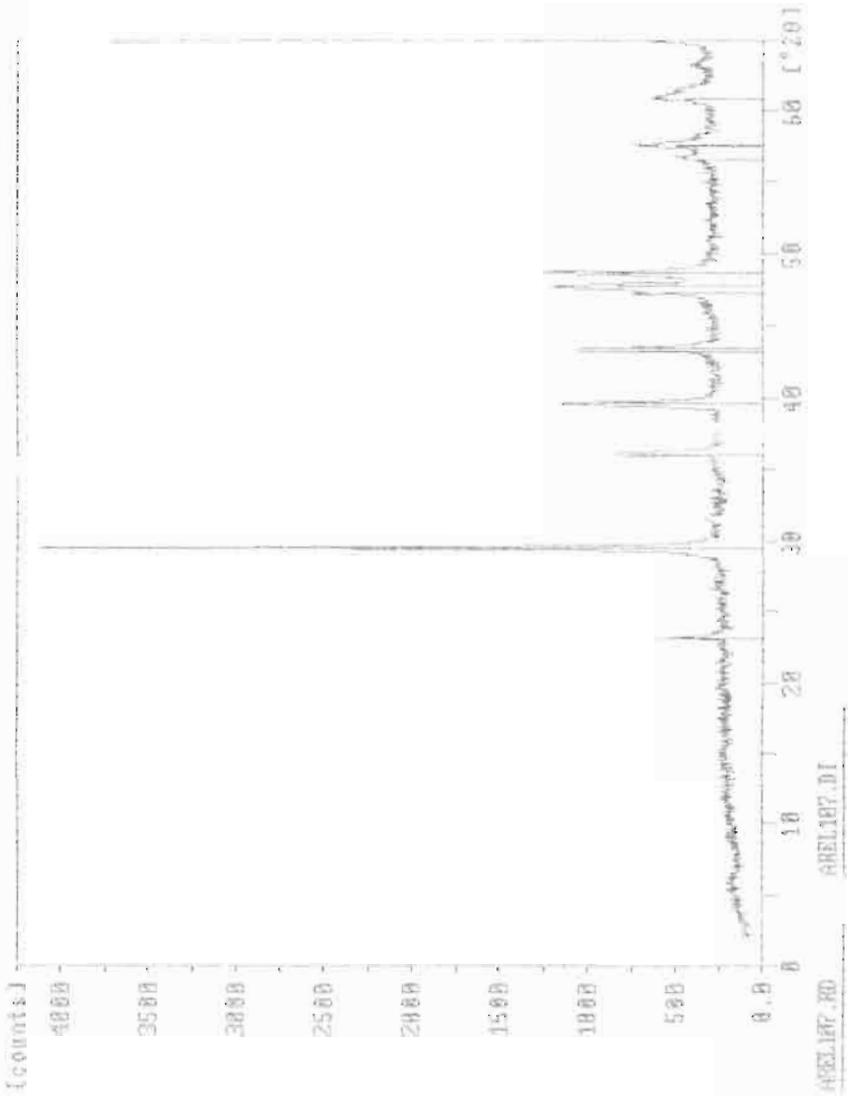
Diffractometer type: PW1840
 Tube anodes: Cu
 Generator tension [kV]: 40
 Generator current [mA]: 30
 Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
 Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54433
 Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.500
 Receiving slit: 0.2
 Monochromator used: ND
 Full scale of recorder [kCounts/s]: 20
 Time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [°2θ]: 2.010
 End angle [°2θ]: 64.970
 Step size [°2θ]: 0.020
 Maximum intensity: 3782.250
 Time per step [s]: 0.400
 Type of scan: CONTINUOUS
 Intensities converted to: FIXED
 Threshold: 250
 Minimum peak tip width: 0.00
 Maximum peak tip width: 1.00
 Peak base width: 2.00
 Minimum significance: 0.95
 Number of peaks: 11

Angle [°2θ]	d-value a1 [Å]	d-value a2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int [X]	Signif.
23.145	3.8398	3.8493	0.240	408	213	30.8	6.62
29.485	3.0270	3.0349	0.240	3782	328	100.0	50.84
36.060	2.4887	2.4949	0.180	493	253	13.0	5.42
39.555	2.2745	2.2821	0.240	659	259	17.3	15.65
43.220	2.0916	2.0967	0.100	506	266	13.4	1.59
43.370	2.0847	2.0898	0.120	493	269	13.0	1.86
47.275	1.9212	1.9259	0.120	256	303	4.0	1.41
47.685	1.9056	1.9103	0.120	320	303	13.7	1.32
48.860	1.8697	1.8743	0.220	306	299	15.5	8.84
56.605	1.6247	1.6287	0.160	50	286	2.4	1.23
57.450	1.6028	1.6067	0.100	204	289	5.4	1.09
57.645	1.5978	1.6017	0.140	216	289	9.7	1.17
60.745	1.5235	1.5272	0.160	138	303	3.6	1.22

19-may-1994 13:04

Sample identification ar-ej-107

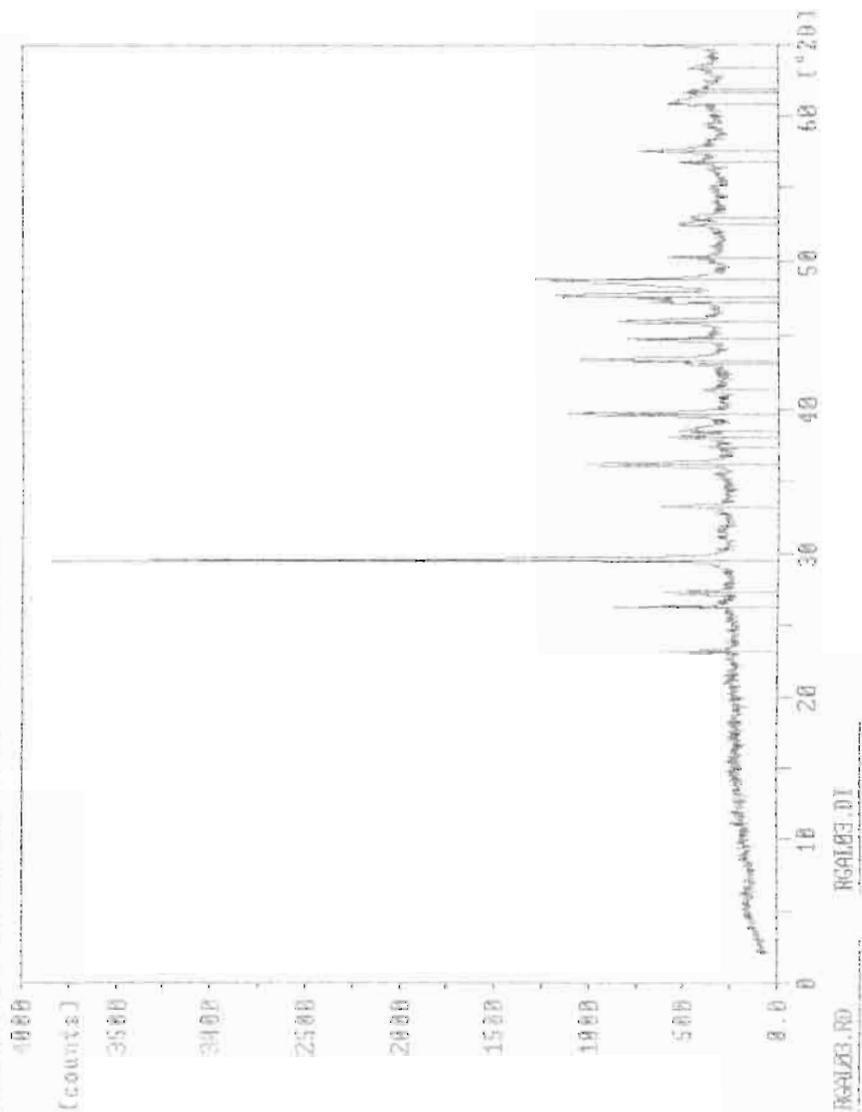


Sample identification: rrgal-03
 Date measured at: 19-may-1994 13:08:00

Diffractometer type: P01000
 Tube anode: Co
 Generator tension [kV]: 40
 Generator current [mA]: 30
 Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
 Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54430
 Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.500
 Receiving slit: 0.2
 Monochromator used: NO
 Full scale of recorder [kCounts/s]: 20
 [time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [°2θ]: 2.050
 End angle [°2θ]: 64.970
 Step size [°2θ]: 0.020
 Maximum intensity: 3612.010
 Lines per step [h]: 0.400
 Type of scan: CONTINUOUS
 Intensities converted to: FIXED
 Threshold: .250
 Minimum peak tip width: 0.00
 Maximum peak tip width: 1.00
 Peak base width: 2.00
 Minimum significance: 0.50
 Number of peaks: 27

Angle [°2θ]	d-value Å [Å]	d-value Å2 [Å²]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Backg int [counts]	Rel. int [%]	Signif.
23.200	3.8308	3.8403	0.080	384	221	18.6	1.48
26.320	3.3834	3.2917	0.180	230	214	17.4	2.87
27.500	3.2841	3.2721	0.100	367	277	19.1	1.56
29.560	3.0195	3.0269	0.200	3612	240	100.0	41.38
33.200	2.6965	2.7029	0.180	324	246	9.0	4.99
36.140	2.4834	2.4895	0.180	995	357	10.5	7.25
37.310	2.4062	2.4141	0.160	95	356	2.7	1.08
37.990	2.3886	2.3724	0.130	293	356	7.0	2.40
38.485	2.3575	2.3471	0.140	210	359	5.8	2.05
39.585	2.2749	2.2605	0.200	600	377	16.6	13.99
41.260	2.1885	2.1917	0.200	89	364	2.4	1.95
42.985	2.1028	2.1076	0.130	166	366	4.1	1.64
43.535	2.0861	2.0914	0.190	320	369	14.0	7.67
44.695	2.0259	2.0309	0.140	253	364	9.4	3.45
45.895	1.9757	1.9806	0.140	339	372	9.4	4.50
47.295	1.9204	1.9282	0.200	195	376	5.3	1.87
47.630	1.9077	1.9124	0.200	506	376	14.0	10.55
48.715	1.8672	1.8722	0.140	620	379	17.2	4.20
50.265	1.8137	1.8182	0.060	177	382	4.9	1.57
52.515	1.7412	1.7476	0.240	122	379	3.0	2.70
53.000	1.7283	1.7276	0.240	94	384	2.6	1.50
56.795	1.6177	1.6217	0.100	122	379	3.0	1.50
57.230	1.6040	1.6098	0.200	182	377	4.8	1.40
60.815	1.5019	1.5056	0.160	111	371	2.8	0.85
61.605	1.5042	1.5080	0.200	70	378	1.8	1.15
61.855	1.4970	1.5008	0.200	111	372	2.8	1.20
63.765	1.4684	1.4722	0.200	77	373	1.9	1.20



Sample identification: r-gal-05
Data measured at: 24-may-1994 14:41:00

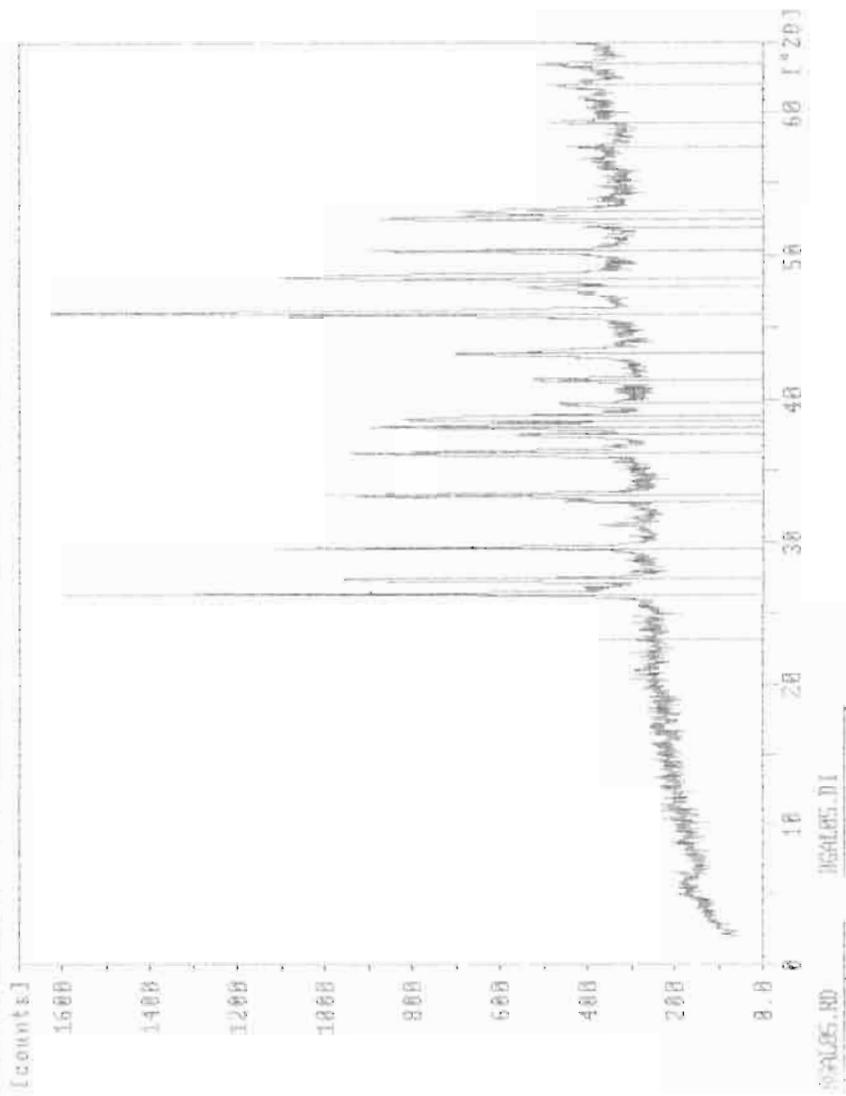
Diffractionmeter type: PW1040
Tube anode: Cu
Generator tension [kV]: 40
Generator current [mA]: 30
Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.200
Receiving slit: 0.2
Monochromator used: N0
Full scale of recorder [#Counts/s]: 20
Time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [°2θ]: 2.010
End angle [°2θ]: 64.970
Step size [°2θ]: 0.020
Maximum intensity: 1354.240
Time per step [s]: 0.400
Type of scan: CONTINUOUS
Intensities converted to: FIXED
Thresholds: 250
Minimum peak tip width: 0.00
Maximum peak tip width: 1.00
Peak base width: 2.00
Minimum significance: 0.95
Number of peaks: 25

Angle [°2θ]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int [%]	Signif.
23.230	3.8260	3.8354	0.060	144	228	10.6	1.46
25.375	3.3765	3.3848	0.200	1254	237	100.0	20.26
27.405	3.2519	3.2598	0.220	713	240	32.5	16.66
29.560	3.0195	3.0269	0.180	676	246	64.2	12.56
32.850	2.7242	2.7309	0.120	169	256	12.3	1.08
33.240	2.6934	2.6998	0.160	702	256	51.9	8.27
36.230	2.4771	2.4832	0.060	990	262	43.6	1.29
37.440	2.4001	2.4060	0.080	251	266	17.1	0.96
38.020	2.3648	2.3706	0.180	511	269	37.7	7.21
38.480	2.3376	2.3434	0.140	376	269	27.8	2.73
38.755	2.3216	2.3274	0.120	310	269	22.9	1.96
39.675	2.2699	2.2755	0.100	151	272	11.2	1.12
41.310	2.1838	2.1891	0.200	188	276	13.9	3.77
43.065	2.0987	2.1039	0.080	303	279	22.4	0.98
45.945	1.9737	1.9785	0.180	942	289	69.6	13.61
47.820	1.9006	1.9052	0.280	132	292	9.8	4.63
48.425	1.8782	1.8828	0.180	524	296	28.7	4.94
50.315	1.8120	1.8165	0.140	380	299	28.1	3.97
52.045	1.7558	1.7601	0.120	67	303	9.0	1.56

Angle [°2θ]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int [%]	Signif.
52.580	1.7392	1.7434	0.150	346	306	25.5	4.67
53.095	1.7235	1.7277	0.260	231	306	17.1	5.40
57.575	1.5996	1.6035	0.120	62	317	4.5	1.32
59.380	1.5552	1.5590	0.240	81	324	6.0	2.97
61.945	1.4968	1.5005	0.200	72	325	5.3	1.23
63.435	1.4652	1.4688	0.240	69	329	9.1	2.68

Sample identification r-gal-05 24-may-1994 15:14



Sample identification: r-gal-06
 Date measured at: 24-may-1994 15:25:00

Diffractometer type: PW1040
 Tube anode: Cu
 Generator tension [kV]: 40
 Generator current [mA]: 20
 Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
 Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
 Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.200
 Receiving slit: 0.2
 Monochromator used: ND
 Full scale of recorder [Counts/s]: 20
 Time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [2θ]: 2.000
 End angle [2θ]: 44.875
 Step size [2θ]: 0.200
 Maximum intensity: 1700.500
 Time per step [s]: 0.400
 Type of scan: CONTINUOUS
 Intensity converted to: FIXED

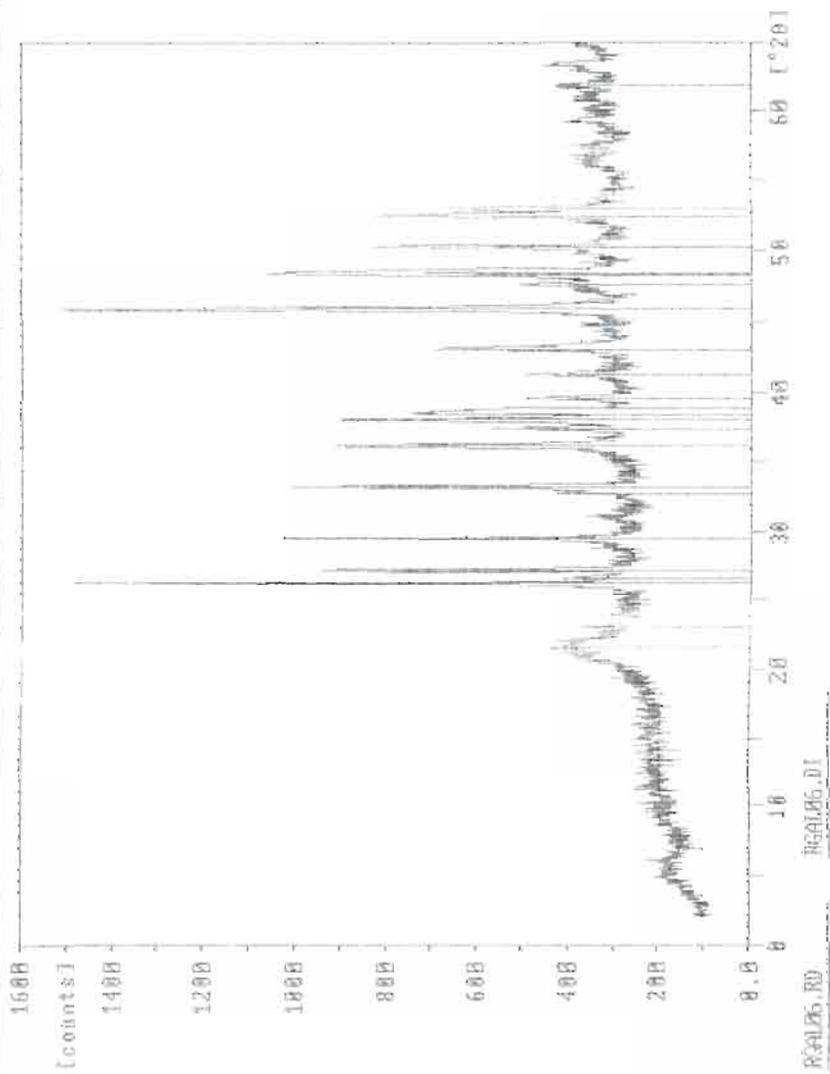
Threshold: 250
 Minimum peak tip width: 0.00
 Maximum peak tip width: 1.00
 Peak base width: 2.00
 Minimum significance: 0.95
 Number of peaks: 24

Angle [2θ]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak Int [counts]	Back. Int [counts]	Rel. Int [%]	Signif.
21.595	4.1118	4.1219	0.240	182	266	14.9	1.02
23.100	3.8472	3.8547	0.060	146	267	12.6	1.48
26.260	3.3910	3.3993	0.160	1225	256	100.0	15.52
28.675	3.2392	3.2474	0.200	138	258	11.6	1.97
27.285	3.2659	3.2739	0.180	485	256	57.7	12.02
29.320	3.0235	3.0309	0.160	681	256	55.6	6.78
32.790	2.7291	2.7356	0.120	119	256	9.7	2.04
33.180	2.6979	2.7045	0.140	595	256	48.6	7.61
36.185	2.4817	2.4875	0.200	475	262	38.0	10.97
37.275	2.4104	2.4162	0.080	319	267	17.9	1.24
37.925	2.3699	2.3758	0.140	441	266	26.0	3.94
38.420	2.3405	2.3463	0.100	320	266	16.0	1.46
38.760	2.3214	2.3271	0.120	189	266	12.0	1.98
39.490	2.2801	2.2857	0.180	135	266	11.0	1.62
41.210	2.1888	2.1942	0.200	130	269	10.8	2.78
42.925	2.1048	2.1100	0.160	296	272	20.9	4.08
45.865	1.9769	1.9818	0.180	708	279	57.8	13.62
47.610	1.9085	1.9131	0.200	171	279	9.9	2.81
48.290	1.8832	1.8878	0.080	324	282	26.4	9.99

Angle [2θ]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak Int [counts]	Back. Int [counts]	Rel. Int [%]	Signif.
48.455	1.8771	1.8817	0.080	426	282	35.0	1.02
50.225	1.8150	1.8195	0.140	276	286	22.0	4.15
52.440	1.7435	1.7478	0.160	272	289	22.2	4.88
53.080	1.7240	1.7282	0.140	161	289	13.2	1.91
61.845	1.4970	1.5027	0.240	84	312	3.6	2.40

[Sample identification y-gal-86

20-nov-1994 15:59



```

Sample identification: rgal08
Data measured at: 24-may-1994 16:05:00

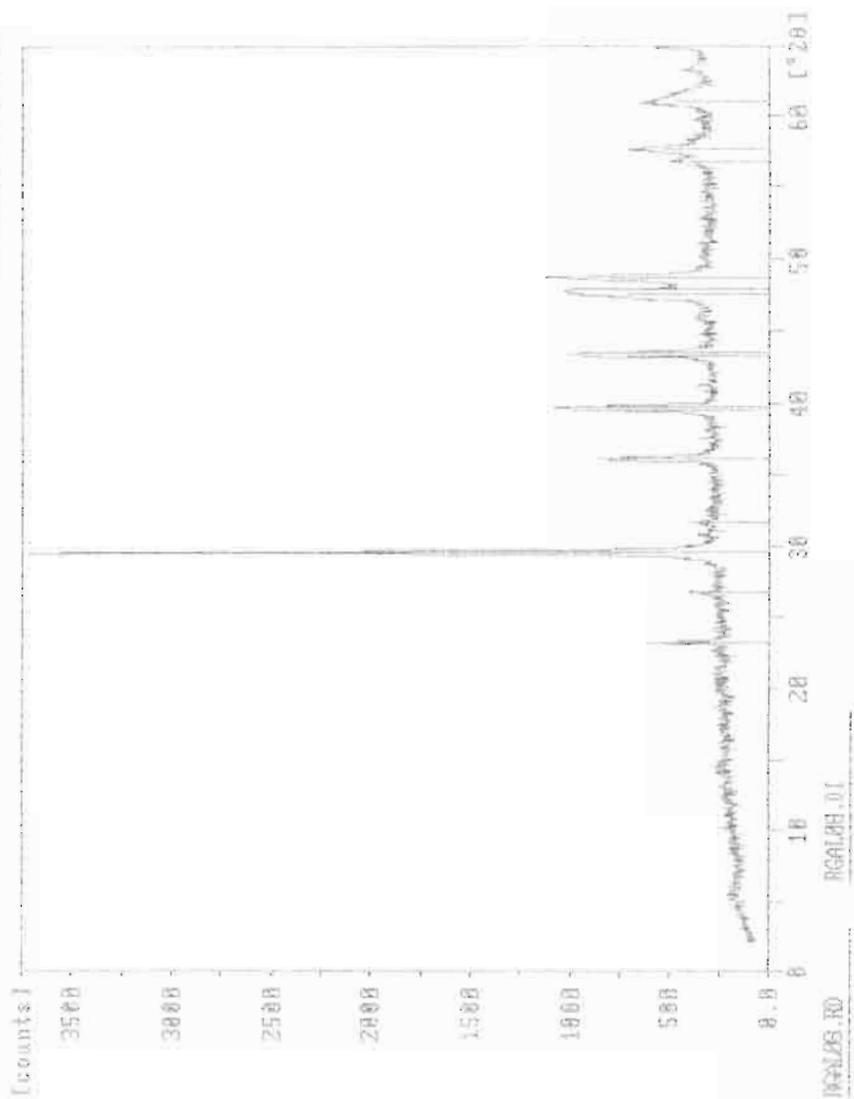
Diffractometer type: PW1800
Tube anode: Cu
Generator tension [kV]: 40
Generator current [mA]: 30
Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54056
Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.500
Receiving slit: 0.2
Monochromator used: ND
Full scale of recorder [kCounts/s]: 20
Time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [°2θ]: 2.010
End angle [°2θ]: 44.970
Step size [°2θ]: 0.020
Maximum intensity: 3169.690
Time per step [s]: 0.400
Type of scan: CONTINUOUS
Intensities converted to: FIXED

Threshold: 250
Minimum peak tip width: 0.00
Maximum peak tip width: 1.00
Peak base width: 2.00
Minimum significance: 0.95
Number of peaks: 15

```

Angle [°2θ]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int [%]	Signif.
23.200	3.8309	3.8403	0.200	384	222	12.1	4.53
26.730	3.3324	3.3406	0.200	139	274	4.4	2.80
29.630	3.0125	3.0199	0.300	3170	243	100.0	70.60
31.699	2.8226	2.8277	0.160	166	250	3.3	1.15
34.185	2.4804	2.4865	0.140	502	266	15.8	4.01
39.485	2.2604	2.2660	0.140	475	279	15.0	2.08
39.660	2.2707	2.2763	0.180	595	279	18.8	6.15
42.275	2.0890	2.0942	0.100	424	286	13.4	0.98
43.465	2.0804	2.0858	0.160	453	286	13.6	3.02
47.405	1.8086	1.8133	0.200	424	289	13.4	3.02
47.945	1.8959	1.9006	0.200	350	292	11.0	4.60
48.780	1.8654	1.8700	0.120	615	292	16.3	1.32
56.890	1.6183	1.6222	0.200	96	303	3.0	1.02
57.735	1.5995	1.5995	0.120	216	306	6.8	1.04
61.030	1.5170	1.5208	0.160	159	317	5.0	1.41



```

Sample identification: P-gal-11
Data measured at: 26-may-1994 11:46:00

Diffractometer type: PW1040
Tube anode: Cu
Generator tension [kV]: 40
Generator current [mA]: 30
Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.260
Receiving slit: 0.2
Monochromator used: ND
Full scale of recorder [Counts/s]: 20
Time constant of recorder [s]: 0.5

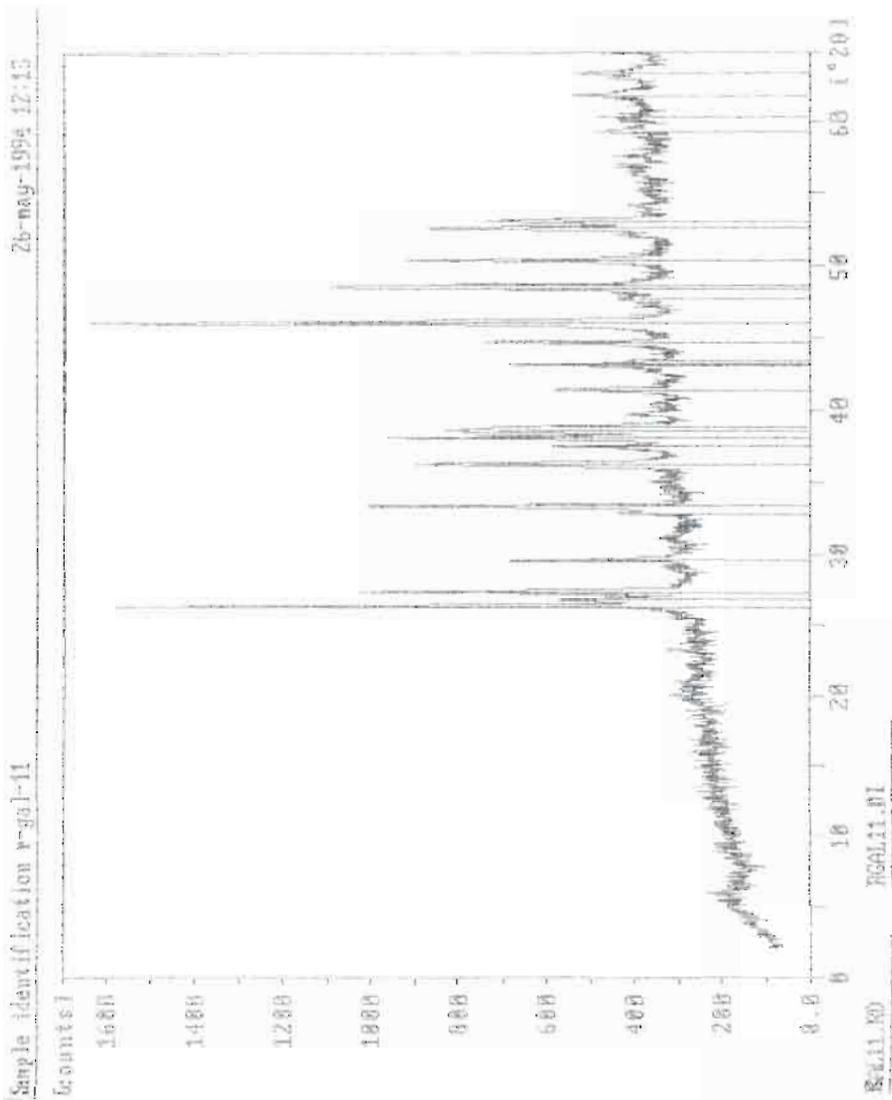
Start angle [°2θ]: 2.010
End angle [°2θ]: 64.970
Step size [°2θ]: 0.020
Maximum intensity: 1217.690
Time per step [s]: 0.400
Type of scan: CONTINUOUS
Intensities converted to: FIXED

Threshold: 750
Minimum peak tip width: 0.00
Maximum peak tip width: 1.00
Peak base width: 2.00
Minimum significance: 0.25
Number of peaks: 27

```

Angle [°2θ]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int [%]	Signif.
26.275	0.3265	0.2840	0.160	1217	267	100.0	13.65
26.805	0.3233	0.2814	0.120	295	249	21.7	1.68
27.375	0.3203	0.2784	0.140	762	259	57.8	6.67
32.515	0.3040	0.2714	0.100	404	276	30.7	2.46
32.910	0.3020	0.2694	0.120	122	282	10.5	1.77
33.330	0.2999	0.2674	0.180	615	283	46.7	12.82
36.875	0.2745	0.2406	0.240	490	289	35.4	15.79
37.440	0.2701	0.2380	0.120	221	292	17.0	1.77
38.050	0.2670	0.2360	0.160	513	293	34.1	6.90
38.545	0.2650	0.2340	0.080	412	296	21.1	0.95
38.785	0.2640	0.2330	0.160	281	296	22.1	0.98
41.320	0.2499	0.2186	0.140	204	303	16.0	2.17
43.020	0.2400	0.2080	0.100	225	306	17.1	0.75
43.130	0.2395	0.2079	0.080	156	306	14.4	0.95
43.410	0.2380	0.2069	0.120	22	306	0.3	1.02
44.615	0.2294	0.2044	0.140	282	310	13.6	1.99
45.905	0.2216	0.1976	0.140	850	313	65.4	8.13
47.225	0.2141	0.1906	0.240	49	317	1.9	0.03
48.455	0.2071	0.1881	0.140	420	320	31.9	3.09

Angle [°2θ]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int [%]	Signif.
48.875	0.2050	0.1874	0.080	425	320	26.1	1.70
50.350	0.1980	0.1855	0.140	221	324	13.4	2.02
52.895	0.1790	0.1746	0.100	210	328	12.5	0.95
55.175	0.1721	0.1703	0.080	228	331	13.2	0.95
59.365	0.1558	0.1594	0.160	44	346	1.3	1.00
60.345	0.1524	0.1534	0.060	36	350	1.0	1.00
61.920	0.1450	0.1510	0.100	22	353	0.6	1.00
62.435	0.1428	0.1484	0.160	24	356	0.7	1.00



File: DELTE1.D1

12-Oct-1994 9:59

Phillips Analytical

PC-PAD, Diffraction software

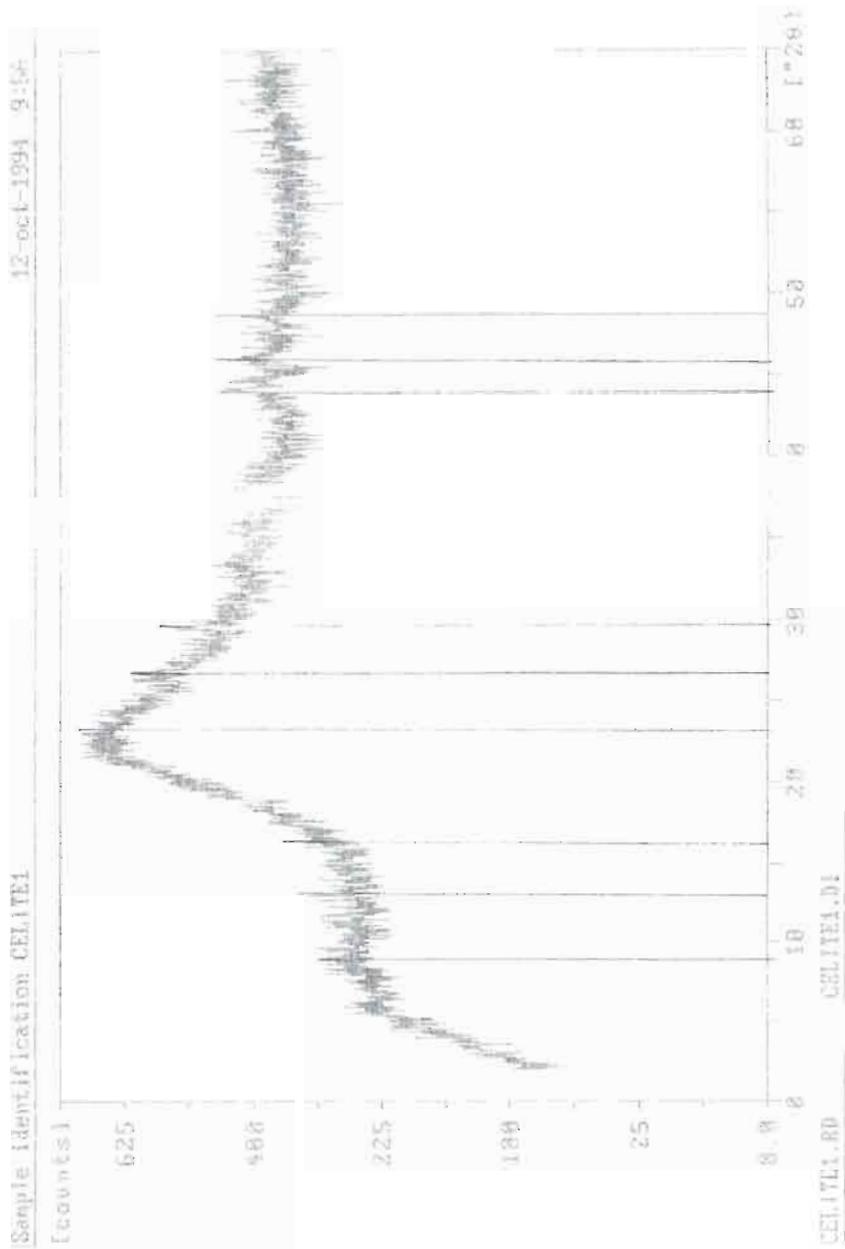
Sample identification: DELTE1

Date measured at: 12-Oct-1994 9:25:00

Diffractionmeter type: PW1640
Tube anode: Cu
Generator (voltage [kV]): 40
Generator current [mA]: 30
Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.400
Receiving slit: 0.2
Monochromator used: NO
Full scale of recorder [kCounts/s]: 20
Time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [°2θ]: 2.000
End angle [°2θ]: 14.970
Step size [°2θ]: 0.020
Maximum intensity: 102.0100
Time per step [s]: 0.400
Type of scan: CONTINUOUS
Intensities converted to: FIXED
Threshold: 250
Minimum peak tip width: 0.00
Maximum peak tip width: 1.00
Peak base width: 2.00
Minimum significance: 0.95
Number of peaks:

Angle [°2θ]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int [%]	Signif.
48.590	1.8686	1.8732	0.120	102	535	100.0	1.97



Sample identification: CELITE5

Data measured at: 12-oct-1996 10:00:00

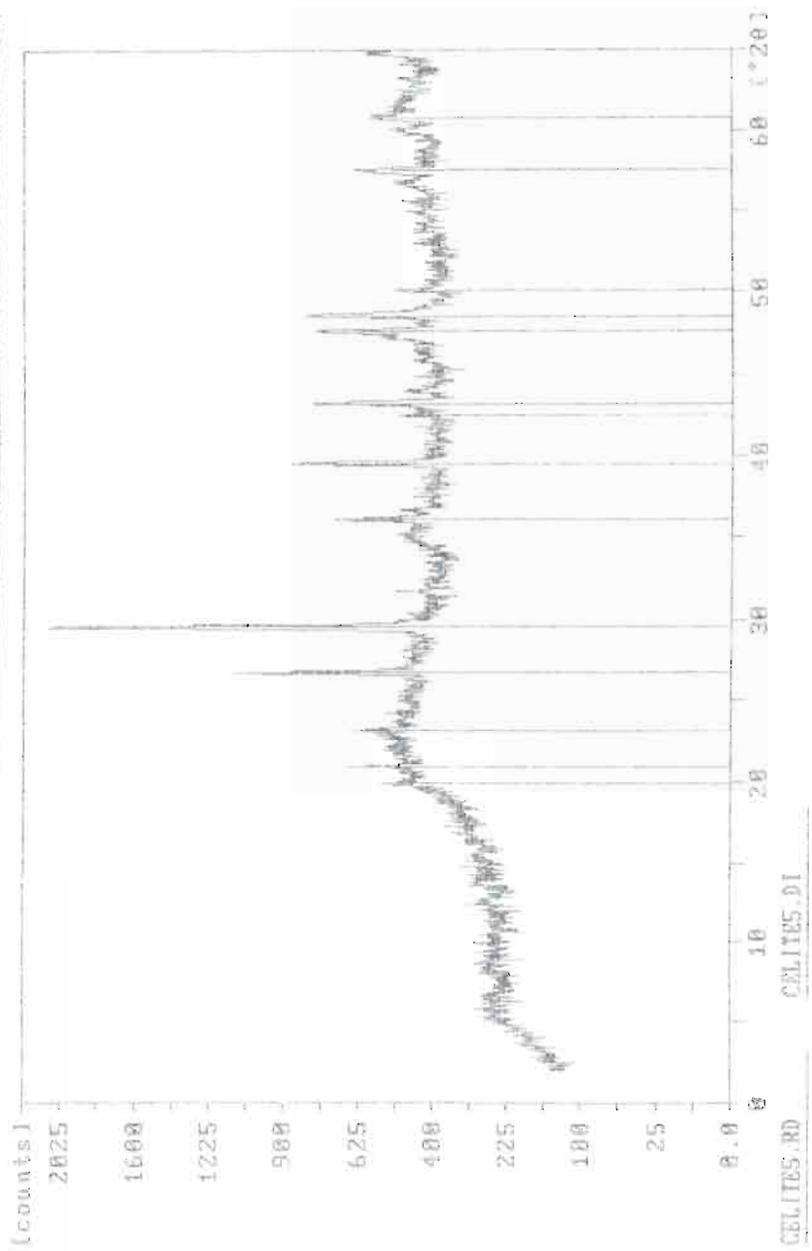
Diffractometer type: PW1840
 Tube anode: Cu
 Generator tension [kV]: 40
 Generator current [mA]: 30
 Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
 Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54429
 Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.500
 Receiving slit: 0.2
 Monochromator used: NO
 Full scale of recorder [kCounts/s]: 20
 Time constant of recorder [s]: 0.8

Start angle [°2θ]: 3.010
 End angle [°2θ]: 64.970
 Step size [°2θ]: 0.020
 Maximum intensity: 1564.640
 Time per step [s]: 0.400
 Type of scan: CONTINUOUS
 Intensities converted to: FIXED

Threshold: 250
 Minimum peak tip width: 0.00
 Maximum peak tip width: 1.00
 Peak base width: 2.00
 Minimum significance: 0.95
 Number of peaks: 14

Angle [°2θ]	d-value #1 [Å]	d-value #2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Net. int [%]	Signif.
19.940	4.4492	4.4661	0.240	190	361	11.9	2.59
20.985	4.2359	4.2463	0.180	289	584	17.4	1.70
23.160	3.9274	3.9468	0.200	222	428	13.2	1.75
26.740	3.5712	3.5394	0.190	668	433	40.0	10.72
29.510	3.3243	3.3319	0.220	1349	512	100.0	29.20
36.080	2.9274	2.8935	0.160	355	392	10.4	4.28
39.300	2.7271	2.7652	0.180	322	384	22.4	4.81
42.305	2.5251	2.4303	0.100	81	380	4.9	0.57
43.240	2.4907	2.6958	0.120	272	380	15.4	2.24
47.645	1.9071	1.9118	0.240	224	380	14.1	5.45
48.320	1.8748	1.8794	0.060	251	384	17.5	1.28
50.185	1.8174	1.8219	0.200	74	384	4.4	2.50
57.510	1.6013	1.6082	0.280	112	404	4.7	4.06
60.745	1.5223	1.5261	0.320	76	416	3.5	2.72

Sample identification: CELITES
12-oct-1994 19:32



Sample identification: CELITE13
 Data measured at: 28-oct-1994 12:07:00

Diffractionmeter type: PW1840
 Tube anode: Cu
 Generator tension [kV]: 40
 Generator current [mA]: 30
 Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
 Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
 Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.500
 Receiving slit: 0.2
 Monochromator used: NO
 Full scale of recorder [kCounts/s]: 20
 Time constant of recorder [s]: 0.5

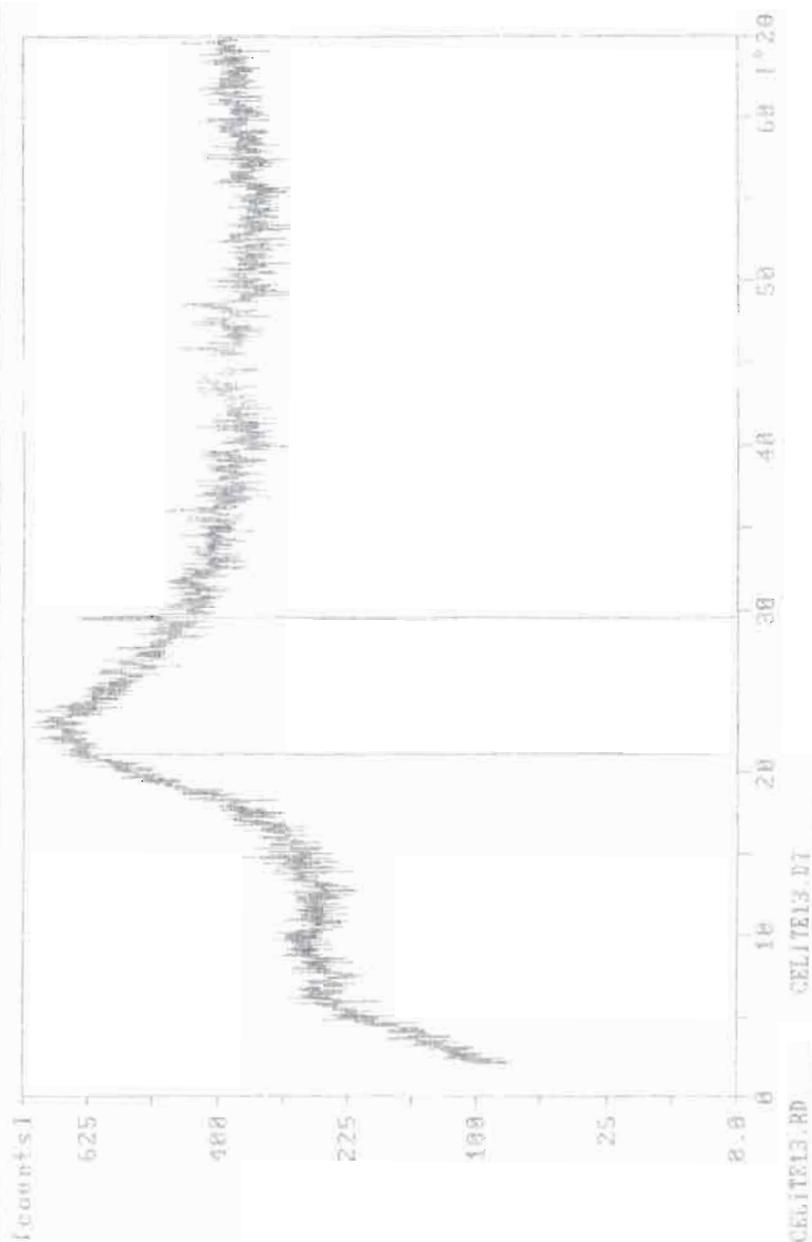
Start angle [°2θ]: 2.010
 End angle [°2θ]: 34.970
 Step size [°2θ]: 0.020
 Minimum intensity: 1e9.0000
 Time per step [s]: 1.500
 Type of scan: 2θ/θ/φ/Ω
 Intensities converted to: I/I0

Threshold: 250
 Minimum peak slip width: 0.80
 Maximum peak slip width: 1.00
 Real data width: 2.00
 Minimum significance: 0.25
 Number of peaks: 2

Angle [°2θ]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Peak int [counts]	I_{p2}/I_{p1}	d_1/d_2
21.119	4.2042	4.2145	0.640	161	318	19.7	0.14
29.576	3.0185	3.0259	0.240	169	878	51.9	4.17

Sample identification CELITE13

28-oct-1994 12:33



Sample identification: CT01

Data measured at: 12-oct-1994: 10:36:00

Diffractometer type: PW1040
 Tube anode: Cu
 Generator tension [kV]: 40
 Generator current [mA]: 30
 Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
 Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54429
 Intensity ratio (Alpha2/Alpha1): 0.500
 Receiving slit: 0.2
 Monochromator used: NO
 Full scale of recorder [Counts/s]: 20
 Time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [2θ]: 2.010
 End angle [2θ]: 66.970
 Step size [2θ]: 0.020
 Maximum intensity: 1552.360
 Time per step [s]: 0.400
 Type of scan: CONTINUOUS

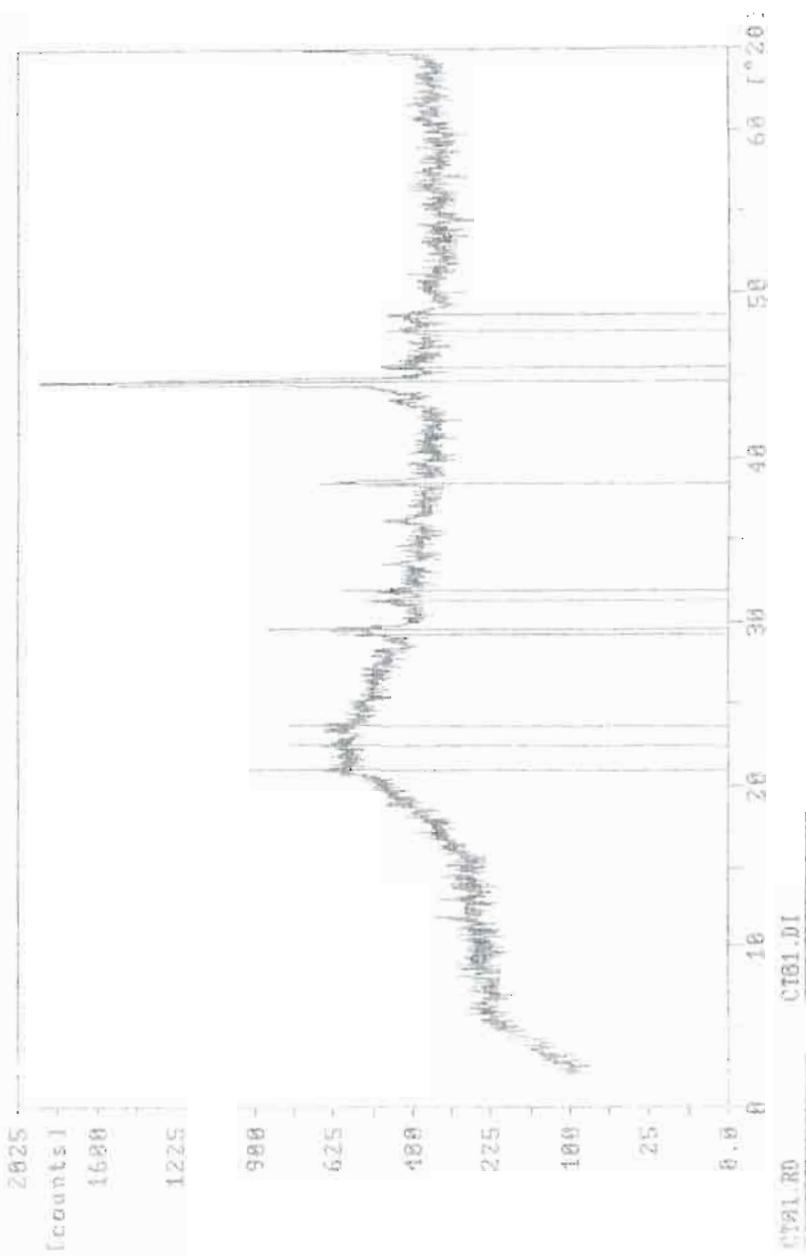
Intelligence converted to: FIXED

Threshold: 300
 Minimum peak top width: 0.00
 Maximum peak top width: 1.00
 Peak base width: 2.00
 Minimum significance: 0.95
 Number of peaks: 12

Angle [2θ]	d-value [Å]	d-value [Å]	Peak width [2θ]	Peak int. [counts]	Ref. Int. [arbitrary]	Ref. int. [%]	Height
29.880	4.2510	4.2514	0.120	309	404	54.1	1.13
22.468	3.9548	3.9542	0.490	542	452	27.7	1.26
23.635	3.7613	3.7706	0.120	378	442	21.1	1.29
26.208	3.0554	3.0629	0.120	302	420	17.0	1.00
29.565	3.0150	3.0264	0.090	445	412	22.7	1.67
31.215	2.8421	2.8291	0.253	144	388	9.5	1.59
31.845	2.8079	2.8148	0.120	267	340	17.4	2.08
38.418	2.3414	2.3472	0.090	306	246	21.1	1.01
44.680	2.0268	2.0313	0.220	152	339	100.0	22.29
45.515	1.9912	1.7962	0.160	117	175	7.8	1.48
42.720	1.9042	1.9090	0.020	39	221	6.5	1.52
48.700	1.8682	1.8729	0.490	96	228	8.7	2.61

Sample Identification CT01

12-oct-1994 11:02



Philips Analytical

PC-APP, Diffraction software

Sample identification: 0705

Date measured: 04, 12-oct-1994 11:05:00

Diffractometer type: XRD500
 Tube model: Cu
 Generator tension (kV): 40
 Regulator current (mA): 20
 Wavelength (Alpha1 [Å]): 1.54060
 Wavelength (Alpha2 [Å]): 1.54439
 Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.300
 Receiving slit: 0.2
 Monochromator used: Ni
 Full width of recorder (Counts/2θ): 20
 Time/constant of recorder (s): 0.5

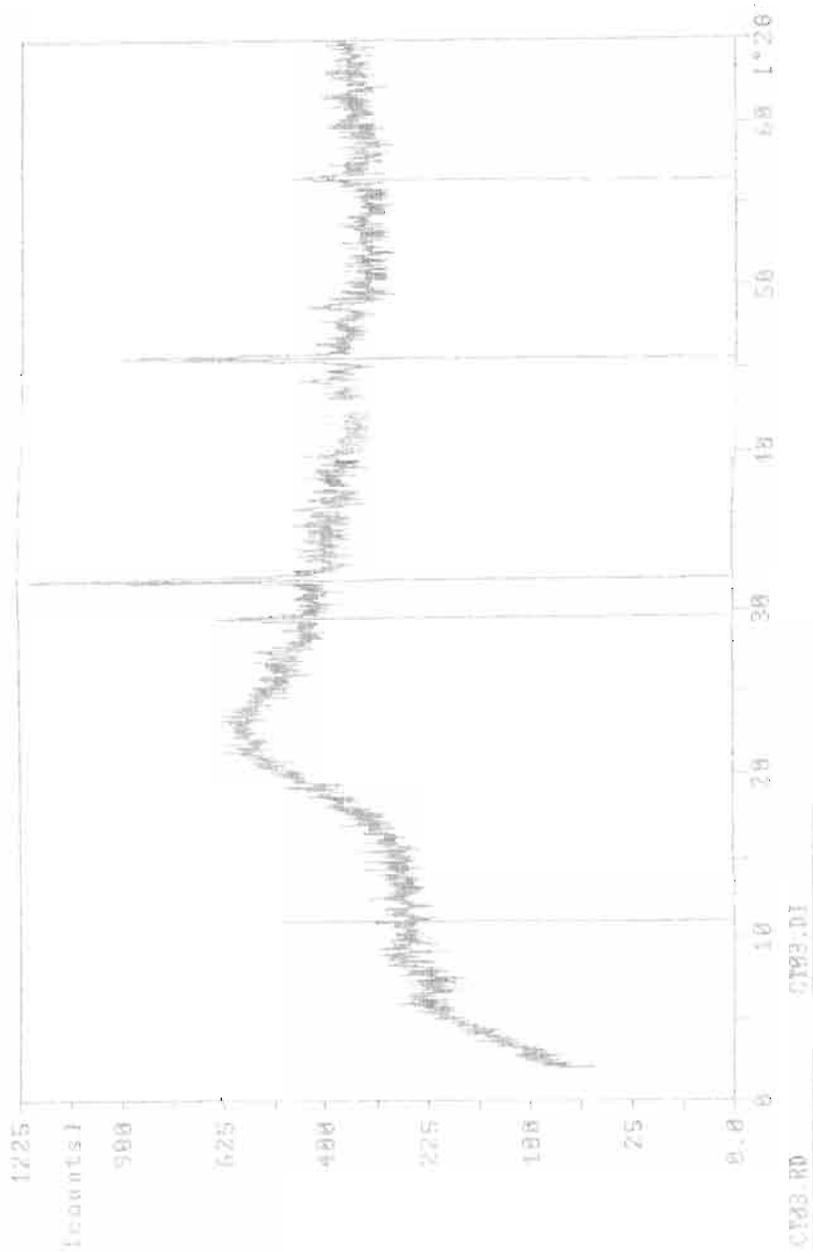
Start angle (2θ): 5.910
 End angle (2θ): 35.170
 Step size (2θ): 1.000
 Reverse intensity: 275.10
 Time per step (s): 4.100
 Type of scan: 2θ/θ
 Scan exposure (1/2θ): 27.120

Resolution: 0.100
 Minimum peak height (H): 1.000
 Minimum peak width (W): 1.000
 Minimum peak area (A): 1.000
 Minimum signal-to-noise: 3.98
 Number of peaks: 5

Angle (2θ)	Position (2θ) [°]	Position (d) [Å]	Peak width (FWHM) [°2θ]	Peak list (counts)	Back. int (counts)	Ref. int (I)	Signif.
10.919	3.0271	3.0270	0.260	292	243	57.4	1.25
29.656	3.0185	3.0179	0.200	212	424	27.4	1.21
31.896	2.8040	2.8039	0.180	278	0	100.0	12.82
45.654	1.9957	1.9956	0.220	160	361	45.9	11.97
56.050	1.6261	1.6261	0.150	77	324	9.9	1.29

Sample Identification C163 12-oct-1994 11:40

Sample Identification C163



Sample identification: LT05

Data measured at: 12-oct-1994 11:44:00

Diffractometer type: PW1660

Tube anode: Cu

Generator tension (kV): 40

Generator current (mA): 30

Wavelength Alpha1 (Å): 1.54062

Wavelength Alpha2 (Å): 1.54439

Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.509

Receiving slit: 0.2

Monochromator used: NG

Full scale of recorder (Counts/s): 20

Time constant of recorder (s): 0.1

Start angle (°2 θ): 2.010End angle (°2 θ): 88.070Step size (°2 θ): 0.020

Maximum intensity: 855.1600

Time per step (s): 0.400

Type of scan: CONTINUOUS

Intensities converted to: FIXED

Threshold: 250

Minimum peak top width: 0.00

Maximum peak top width: 1.00

Peak base width: 2.00

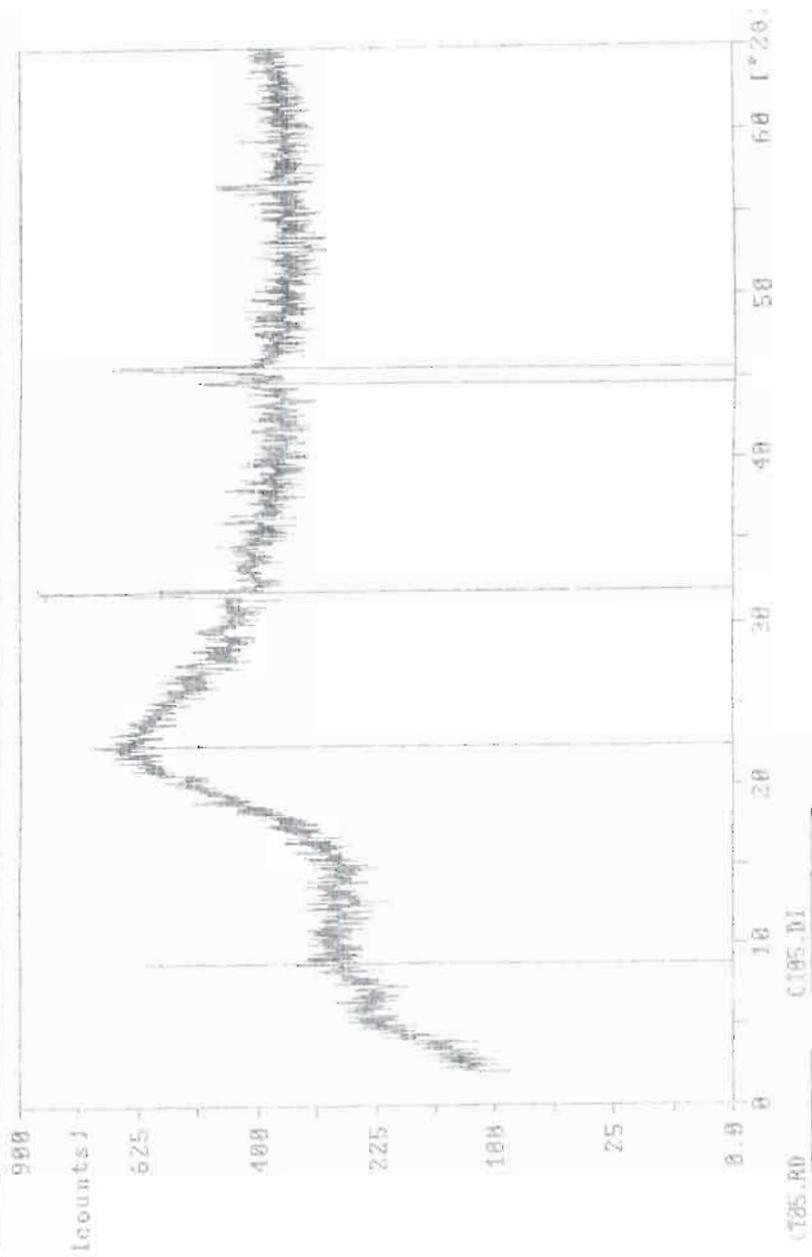
Minimum significance: 0.85

Number of peaks: 5

Angle (°2 θ)	d-value d1 (Å)	d-value d2 (Å)	Peak width (°2 θ)	Peak Int (Counts)	Back. Int (Counts)	Rel. Int (%)	Signif.
8.730	10.1709	10.4958	0.060	416	192	100.0	1.73
22.395	3.9667	3.9765	0.120	130	592	31.2	1.00
31.835	2.8087	2.8156	0.120	336	494	81.4	2.85
44.660	2.0274	2.0324	0.160	74	261	19.0	3.10
48.365	1.9692	1.9981	0.140	162	365	43.8	2.70

12-oct-1994 12:15

Sample identification CT95



File: CT08.D1 12-oct-1994 12:58

Philips Analytical PC-APD, Diffraction software

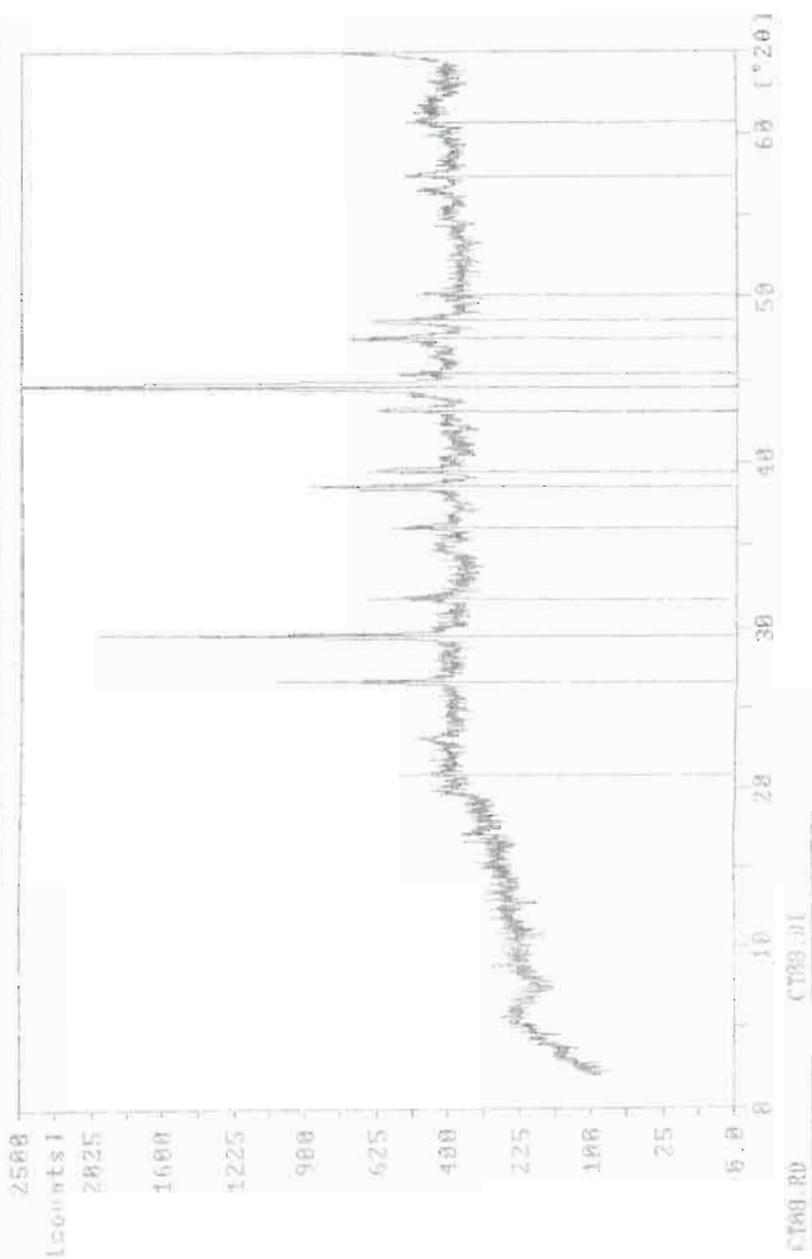
Sample identification: CT08
Data measured at: 12-oct-1994 12:26:06

Diffractometer type: PW1840
Tube anode: Cu
Generator tension [kV]: 40
Generator current [mA]: 30
Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.500
Receiving slit: 0.2
Monochromator used: NO
Full scale of recorder [kCounts/s]: 20
Time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [°2θ]: 2.010
End angle [°2θ]: 69.970
Step size [°2θ]: 0.020
Maximum intensity: 1909.670
Time per step [s]: 0.400
Type of scan: CONTINUOUS
Intensities converted to: FIXED
Threshold: 200
Minimum peak tip width: 0.00
Maximum peak tip width: 1.00
Peak base width: 2.00
Minimum significance: 0.75
Number of peaks: 15

Angle [°2θ]	d-value α1 [Å]	d-value α2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int [%]	Signif.
20.820	4.2631	4.2736	0.160	228	339	11.9	1.37
26.640	3.3435	3.3517	0.140	660	380	38.6	3.66
29.410	3.0346	3.0420	0.185	1608	372	84.2	44.87
31.665	2.8224	2.8304	0.160	302	365	18.9	1.30
35.945	2.4964	2.5028	0.280	205	357	11.8	0.88
38.455	2.3391	2.3448	0.200	338	357	28.2	7.85
39.420	2.2940	2.2994	0.180	306	357	16.0	1.02
42.180	2.0952	2.1004	0.100	256	361	13.4	1.04
44.565	2.0315	2.0365	0.240	1915	361	100.0	33.59
45.380	1.9969	2.0018	0.080	156	361	10.3	1.24
47.475	1.9136	1.9183	0.080	346	361	19.1	1.17
48.580	1.8726	1.8772	0.160	246	361	12.9	2.67
50.135	1.8174	1.8219	0.200	166	361	9.4	2.86
57.405	1.6039	1.6079	0.160	123	380	6.5	1.17
60.685	1.5245	1.5296	0.160	94	392	4.9	0.95

Sample Identification: CT088
12-oct-1994 12:56



File: CT09.D1

12-oct-1994 13:39

Philips Analytical

PC-APD, Diffraction software

Sample identification: CT09

Date measured at: 12-oct-1994 13:01:00

Diffractometer type: PW1840
 Tube anode: Cu
 Generator tension [kV]: 40
 Generator current [mA]: 30
 Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
 Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
 Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.500
 Receiving slit: 0.2
 Monochromator used: ND
 Full scale of recorder [kCounts/s]: 30
 Time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [°2θ]: 2.010
 End angle [°2θ]: 64.970
 Step size [°2θ]: 0.020
 Maximum intensity: 265.6700
 Time per step [s]: 0.400
 Type of scan: CONTINUOUS

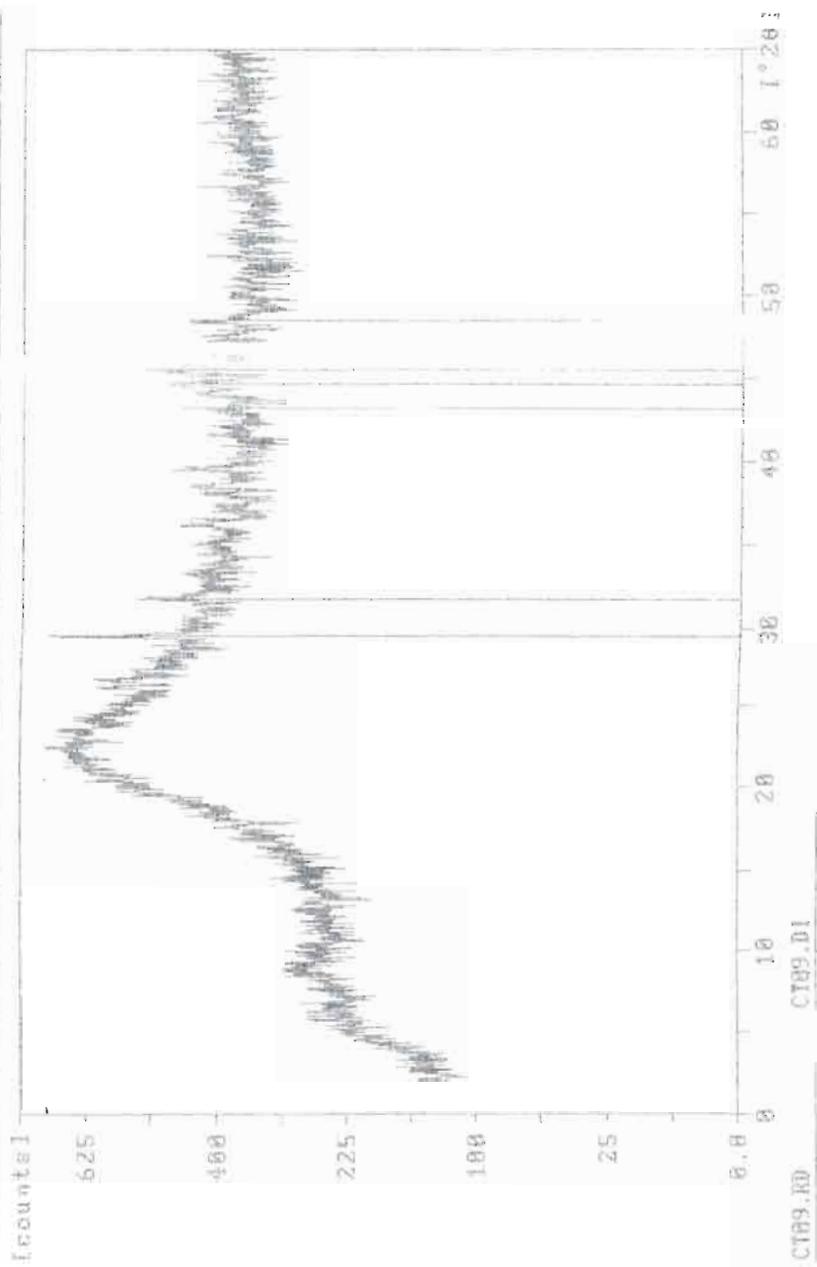
Intensities converted to: FIXED

Thresholds: 0.50
 Minimum peak tip width: 0.00
 Maximum peak tip width: 1.00
 Peak base width: 2.00
 Minimum significance: 3.95
 Number of peaks: 6

Angle [°2θ]	d-value [Å]	h-k-l	hkl [°2θ]	Peak Height	Peak Count	Ref. Int.	Signif.
29.460	3.0295	1 0 1 0	0.120	566	477	0.84	1.00
31.660	2.8234	0 2 0 4	0.200	166	402	1.51	0.77
42.010	2.0920	2 0 2 0	0.500	87	211	2.42	0.41
44.660	2.6274	0 1 0 4	1.250	77	194	3.00	0.34
45.500	2.9827	1 0 1 4	1.250	73	182	2.53	0.37
46.880	2.8740	0 2 0 2	1.250	61	151	3.75	0.23

Sample Identification CT89

12-oct-1994 13:36



Sample identification: CT12
 Data measured at: 28-oct-1994 11:31:00

Diffractionmeter type: PW1840
 Tube anode: Cu
 Generator tension [kV]: 40
 Generator current [mA]: 30
 Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
 Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
 Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.500
 Receiving slit: 0.2
 Monochromator used: NO
 Full scale of recorder [kCounts/s]: 20
 Time constant of recorder [s]: 0.5

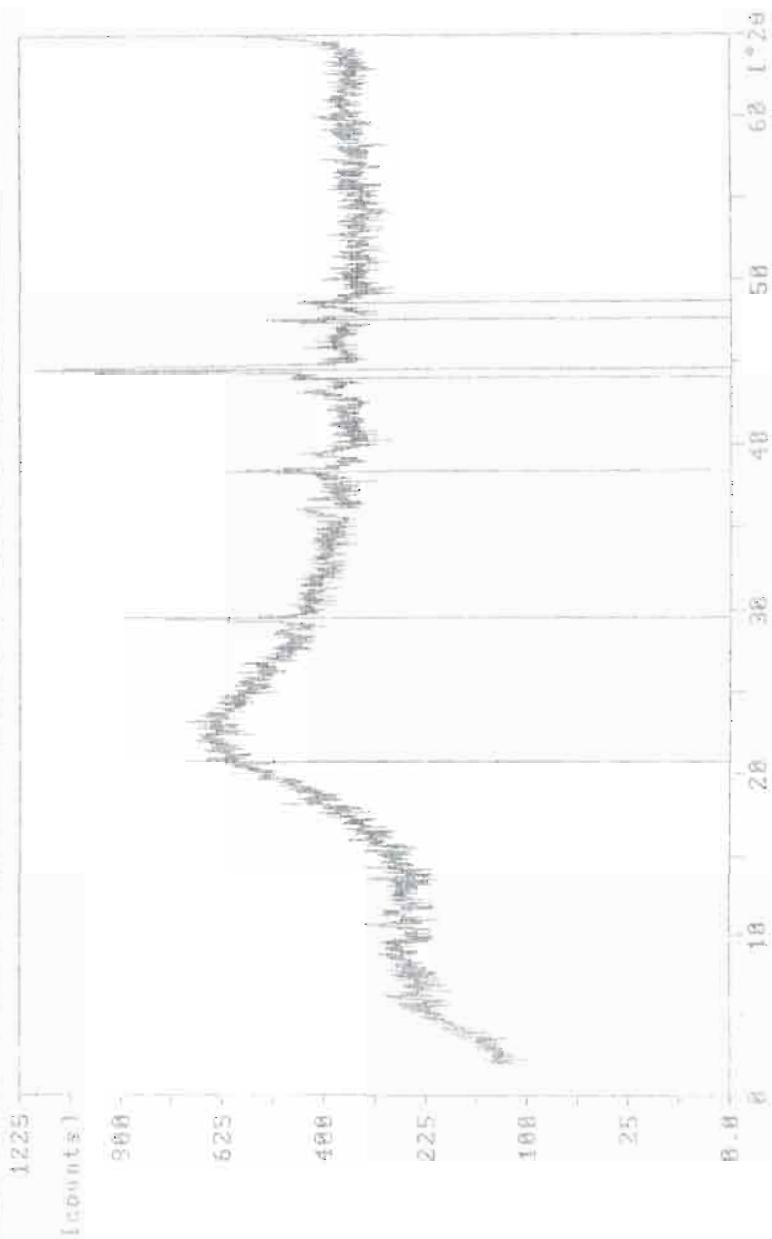
Start angle [$^{\circ}2\theta$]: 2.010
 End angle [$^{\circ}2\theta$]: 66.970
 Step size [$^{\circ}2\theta$]: 0.020
 Maximum intensity: 739.8400
 Time per step [s]: 7.400
 Type of scan: CONTINUOUS
 Intensities converted to: FIXED

Thresholds: 350
 Minimum peak tip width: 0.00
 Maximum peak tip width: 1.00
 Peak base width: 2.00
 Minimum significance: 0.95
 Number of peaks: 7

Angle [$^{\circ}2\theta$]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [$^{\circ}2\theta$]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int. [%]	Signif.
20.713	4.2848	4.2996	0.480	219	497	29.6	0.96
28.565	3.0250	3.0724	0.180	449	445	60.7	7.11
30.420	2.8411	2.8465	0.100	272	350	36.8	1.42
44.075	2.0530	2.0580	0.160	121	342	16.6	0.96
44.985	2.0367	2.0387	0.160	740	342	100.0	6.54
47.573	1.9098	1.9145	0.080	178	321	25.6	1.56
48.625	1.8716	1.8756	0.120	108	325	14.6	0.98

28-oct-1994 12:03

[Sample Identif .cation CT12



File: CFI4.D

28-oct-1994 14:11

Philips Analytical

PC-SPD, Diffraction software

Sample identification: C114

Data measured at: 28-oct-1994 13:41:00

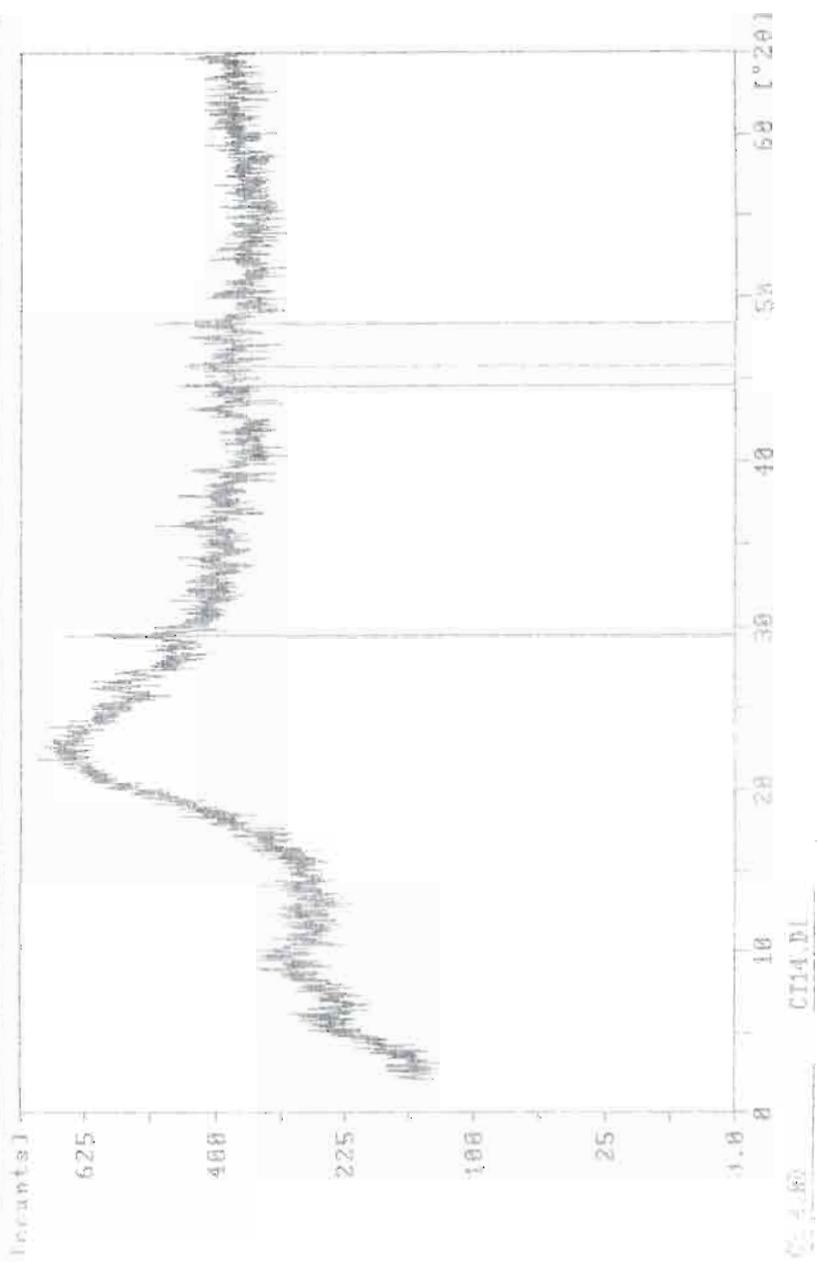
Diffractionmeter type: PW1850
Tube anode: Cu
Generator tension [kV]: 40
Generator current [mA]: 30
Wavelength: Alpha1 [Å]: 1.54060
Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.200
Receiving slit: 0.2
Monochromator used: NG
Full scale of recorder [kCounts/s]: 20
Time constant of recorder [s]: 0.5
Start angle [°2θ]: 3.010
End angle [°2θ]: 64.970
Step size [°2θ]: 0.020
Maximum intensity: 228.0100
Time per step [s]: 0.400
Type of scan: CONTINUOUS
Intensities converted to: FIXED

Threshold: 250
Minimum peak tip width: 0.00
Maximum peak tip width: 1.00
Peak base width: 2.00
Minimum significance: 0.95
Number of peaks: 4

Angle [°2θ]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int [%]	Signif.
29.470	3.0285	3.0260	0.120	328	477	100.0	2.04
44.630	2.0257	2.0227	0.120	69	348	30.2	1.92
45.845	1.9777	1.9826	0.090	67	342	29.5	1.88
48.460	1.8769	1.8816	0.080	100	342	43.9	1.50

28-oct-1994 14:10

Sample identification CI14



Sample identification: CT16

Data measured at: 26-oct-1994 9:00:00

Diffractometer type: PW1040

Tube anode: Cu

Generator tension [kV]: 40

Generator current [mA]: 30

Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060

Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439

Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.500

Receiving slit: 0.2

Monochromator used: NO

Full scale of recorder [kCounts/s]: 20

Time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [°2θ]: 2.010

End angle [°2θ]: 64.970

Step size [°2θ]: 0.020

Maximum intensity: 2735.270

Time per step [s]: 0.400

Type of scan: CONTINUOUS

Intensities converted to: FIXED

Threshold: 250

Minimum peak tip width: 0.00

Maximum peak tip width: 1.00

Peak base width: 2.00

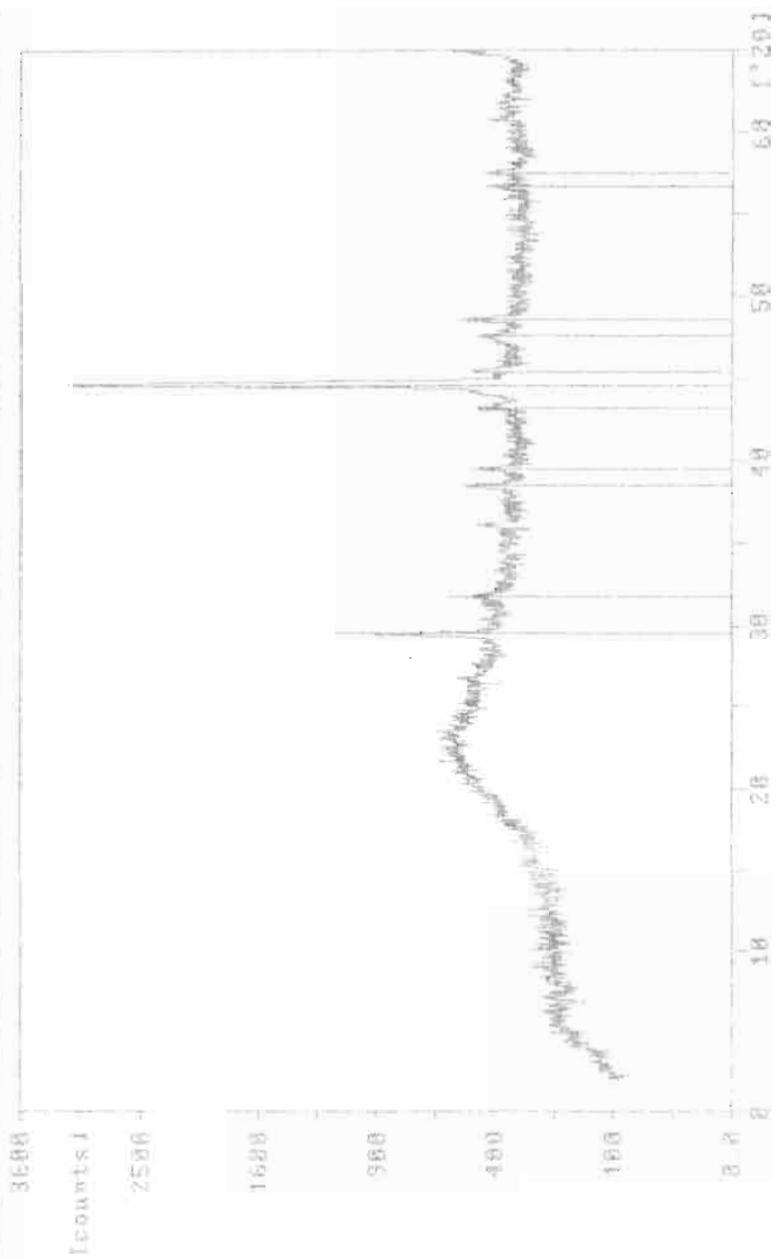
Minimum significance: 0.95

Number of peaks: 11

Angle [°2θ]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak Int [counts]	Back. Int [counts]	Rel. Int [%]	Signif.
29.515	3.0240	3.0314	0.180	724	396	26.5	9.48
31.735	2.8173	2.8243	0.120	499	367	7.3	2.34
38.470	2.3582	2.3459	0.200	174	331	6.4	2.50
39.510	2.2790	2.2846	0.200	145	324	5.4	2.23
43.170	2.0829	2.0990	0.200	152	328	4.5	1.80
44.485	2.0781	2.0351	0.260	2735	324	100.0	31.77
45.440	1.9976	1.9985	0.170	188	324	5.2	1.77
47.610	1.9089	1.9131	0.160	112	324	4.1	0.99
49.615	1.8713	1.8759	0.120	188	320	5.9	1.21
56.680	1.6227	1.6267	0.060	106	303	2.9	2.06
57.450	1.6028	1.6087	0.120	100	303	1.7	0.97

20-oct-1994 9:28

Sample Identification CT16



CT16.DJ CT16.DJ

Sample identification: CT1B
 Date measured at: 20-oct-1994 9:32:00

Diffractometer type: PW1340
 Tube anode: Cu
 Generator tension [kV]: 40
 Generator current [mA]: 30
 Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
 Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
 Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.300
 Receiving slit: 0.2
 Monochromator used: NO
 Full scale of recorder [Counts/s]: 20
 Time constant of recorder [s]: 0.5

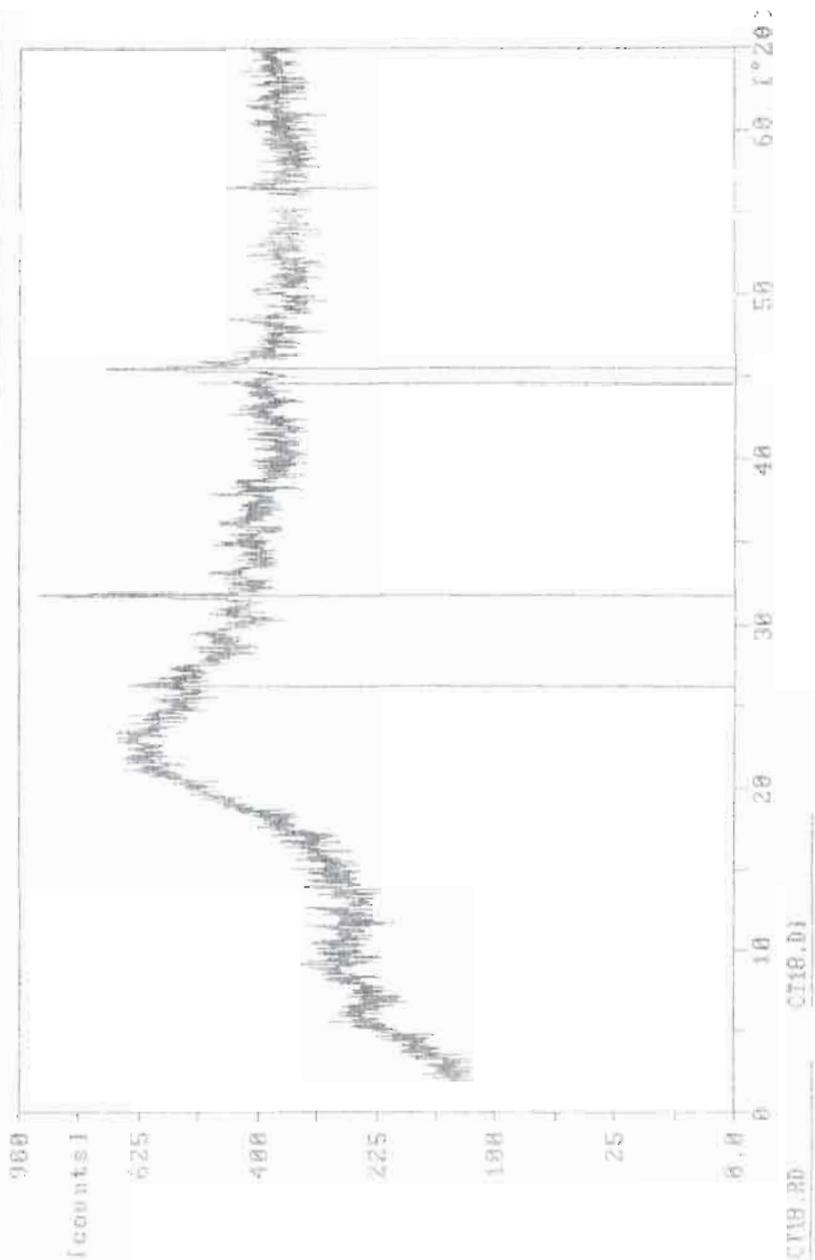
Start angle [°2θ]: 1.030
 End angle [°2θ]: 64.970
 Step size [°2θ]: 0.020
 Maximum Intensity: 404.0100
 Time per step [s]: 0.400
 Type of scan: CONTINUOUS
 Intensities converted to: FIXED

Threshold: 250
 Minimum peak tip width: 0.00
 Maximum peak tip width: 1.00
 Peak base width: 2.00
 Minimum significance: 0.95
 Number of peaks: 5

Angle [°2θ]	d-value 1 [Å]	d-value 2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [Counts]	Back. int [Counts]	Rel. int [%]	Signif.
26.249	3.3929	3.4612	0.160	130	511	22.2	1.28
31.725	2.8182	2.8251	0.160	404	416	100.0	6.72
44.690	2.0300	2.0250	0.080	96	337	23.8	1.05
45.475	1.9930	1.9929	0.100	243	353	60.2	1.45
56.470	1.6282	1.6322	0.160	69	342	17.1	2.04

28-01-1994 11:17

Sample Identification CT18



File: CT24.D1

28-oct-1994 11:27

Philips Analytica)

PC-APP, Diffraction software

Sample identification: CT24

Data measured at: 28-oct-1994 9:58:00

Diffractometer type: PW1840

Tube anode: Cu

Generator tension [kV]: 40

Generator current [mA]: 30

Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060

Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54434

Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.500

Receiving slit: 0.2

Monochromator used: NO

Full scale of recorder [kCounts/s]: 20

Time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [°2θ]: 2.010

End angle [°2θ]: 64.970

Step size [°2θ]: 0.020

Maximum intensity: 580,2500

Time per step [s]: 0.400

Type of scan: CONTINUOUS

Intensities converted to: FIXED

Threshold: 250

Minimum peak tip width: 0.00

Maximum peak tip width: 1.00

Peak base width: 2.00

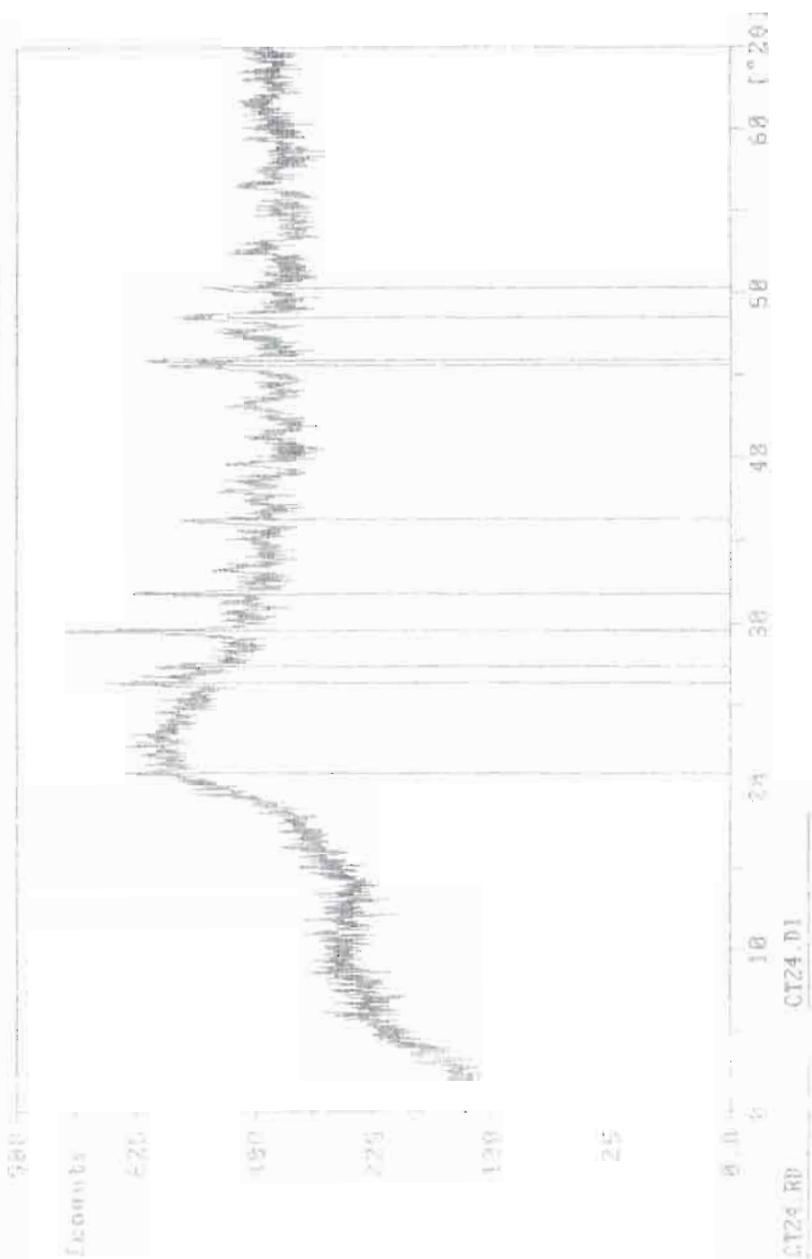
Minimum significance: 0.95

Number of peaks: 10

Angle [°2θ]	d-value d1 [Å]	d-value d2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak int [counts]	Back. int [counts]	Rel. int [%]	Signif.
20.810	4.2651	4.2756	0.200	156	497	31.1	1.16
26.340	3.3809	3.3892	0.160	216	471	36.8	1.84
27.355	3.2977	3.2657	0.240	109	441	28.4	1.15
29.340	3.0219	3.0289	0.140	380	408	100.0	3.71
31.745	2.8165	2.8234	0.100	267	392	54.2	1.22
36.270	2.4748	2.4809	0.120	131	361	21.8	1.67
40.585	1.9884	1.9933	0.080	130	329	23.2	0.96
45.905	1.9752	1.9802	0.160	161	307	22.4	1.90
48.365	1.8731	1.8777	0.400	12	378	29.3	3.08
59.355	1.6107	1.6151	0.200	77	335	30.4	1.86

Sample Identification CT24

28-oct-1994 11:24



Sample identification: CT25

Data measured at: 28-oct-1994 10:39:00

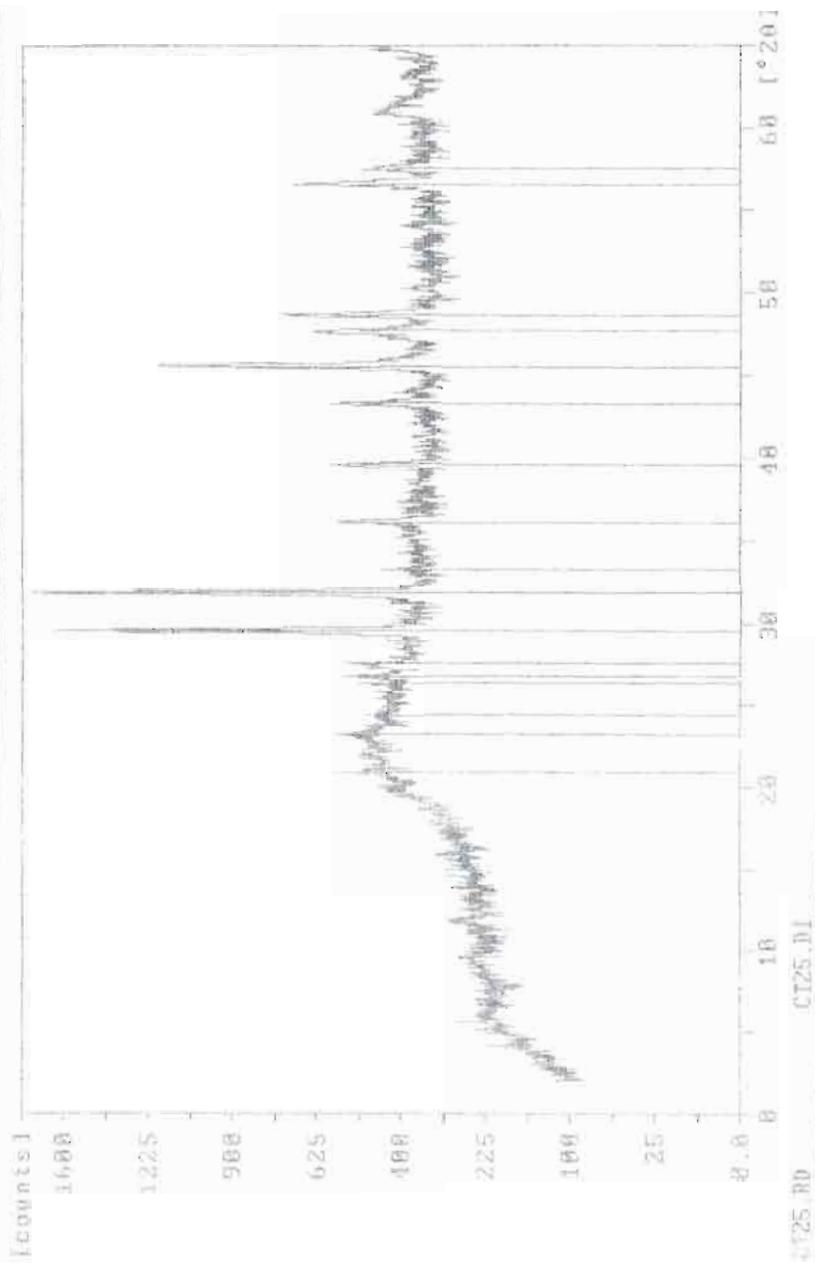
Diffractometer type: PW1840
 Tube anode: Cu
 Generator tension [kV]: 40
 Generator current [mA]: 30
 Wavelength Alpha1 [Å]: 1.54060
 Wavelength Alpha2 [Å]: 1.54439
 Intensity ratio (alpha2/alpha1): 0.500
 Receiving slit: 0.2
 Monochromator used: NO
 Full scale of recorder [kCounts/s]: 20
 Time constant of recorder [s]: 0.5

Start angle [°2θ]: 2.010
 End angle [°2θ]: 64.970
 Step size [°2θ]: 0.020
 Maximum intensity: 1421.280
 Time per step [s]: 0.400
 Type of scan: CONTINUOUS
 Intensities converted to: FIXED
 Threshold: 230
 Minimum peak tip width: 0.00
 Maximum peak tip width: 1.00
 Peak base width: 2.00
 Minimum significance: 0.95
 Number of peaks: 17

Angle [°2θ]	d-value a1 [Å]	d-value a2 [Å]	Peak width [°2θ]	Peak Int [counts]	Back. Int [counts]	Rel. Int [%]	Signif.
20.935	4.2399	4.2504	0.240	256	317	18.0	1.93
23.210	3.8292	3.8386	0.480	256	317	18.0	3.57
24.400	3.6451	3.6541	0.480	172	317	12.1	1.10
26.295	3.3865	3.3949	0.120	188	320	13.2	1.08
26.720	3.3336	3.3418	0.160	225	320	15.8	1.12
27.525	3.2379	3.2459	0.120	225	320	15.8	2.04
29.556	3.0208	3.0279	0.240	3318	320	92.7	28.49
31.815	2.8104	2.8174	0.140	1421	320	100.0	8.76
33.265	2.6917	2.6978	0.120	110	320	7.0	1.96
36.120	2.4847	2.4900	0.080	219	320	15.4	0.97
39.615	2.2732	2.2788	0.160	180	320	12.6	1.95
42.300	2.0879	2.0930	0.160	180	320	12.6	3.47
45.535	1.9396	1.9445	0.140	816	324	42.9	2.87
47.710	1.9047	1.9094	0.240	182	324	17.8	4.36
48.630	1.8766	1.8792	0.200	256	324	18.0	4.44
56.580	1.6293	1.6292	0.066	193	339	12.6	4.16
57.515	1.6011	1.6020	0.200	34	339	5.2	1.22

28-oct-1994 11:31

Sample identification CT25



BIBLIOGRAFÍA

- * Abell, P.I. Awramik, S.M., Osborne, R.H. y Tomellini, S (1983). Plio-Pleistocenic lacustrine stromatolites from Lake Turkana. Kenya: morphology, stratigraphy and stable isotopes. *Sediment. Geol.*, 32, 1-26.
- * ADARO (1978). Investigación de Diatomitas en Albacete. Emp. Nac. Adaro Inv. Minera, Dirección Generalde Energía y Minas. Ministerio de Industria y Energía.
- * Aleixandre, V. (1945). Kiel selguhr y sus aplicaciones. *Revista Ion*, Madrid, agosto-septiembre, 1945.
- * Alvaro, M.G., Argueso, J.M. y Elizaga, E. (1975). La estructura del borde prebético de la zona de Alcaraz Provincia de Albacete, España). *Bol. Geol y Minero*. 86,467-477.
- * Allen, P.A. y Collinson, J.D. (1986). Lakes. En: Reading H.G. (Ed). *Sedimentary environments and facies*, 2nd edn. Blackwell, Oxford, 63-94.
- * Anadon, P.,Cabrera L. y Juliá, R. (1988). Anoxic-oxic cyclical lacustrine sedimentation in the Miocene Rubielos de Mora Basin, Spain. En: Fleet A.J.,Kelts,K. y Talbot, M.R. (Eds.) *Lacustrine petroleum source rocks*. *Geol. Soc.Lond. Spec.Publ.*40,353-367.
- * Anderson, R.Y., Dean, W.E., Bradbury, J.P. y Love,D (1985). Meromictic Lakes and varved lake sediments in North America. *U.S. Geol. Survey Bull.* 1607 pp.
- * Anderson, R.Y. y Dean, W.E. (1988). Lacustrine varve formation trough time. *Paleogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 62, 215-235.
- * Areito, B y Larrinaga, A. (1873). Descripción de la dusodila de Hellín. *Ann. Soc. Esp. Hist. Nat.*.,2:385-387.,y 3:16-17.
- *Azpeitia, F. (1911). La diatomología española en los comienzos del siglo XX. *Asoc. Esp. Progr. Ciencias*, 4,320 pp.
- * Bates, R.L. y Jackson, J.A. (Eds.) (1980). *Glossary of Geology*. American Geological Institute, FallsChurch, Virginia. 749 pp.

* Bellanca, A., Calvo, J.P., Censi, P., Elizaga, E. y Neri, R. (1989). Evolution of lacustrine carbonate cycles of Miocene age, Southeastern Spain: Petrology and Isotope Geochemistry. *Jour. Sediment. Petrol.*, 59, 45-52.

* Bellanca, A., Calvo, J.P., Neri, R. y Mirto, E. (1995). Lake margin carbonate deposits of Las Minas Basin, Upper Miocene, Southeastern Spain. A sedimentological and geochemical approach to the study of lacustrine and palustrine paleoenvironments. *Miner. Petrogr. Acta*, 38, 1-16.

* Bellon, H., Bizon, G., Calvo, J.P., Elizaga, E., Gaudat, J. y López, N. (1981). Le volcan du Cerro del Monagrillo (Province de Murcia): age radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín. (Espagne). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t 292, Sér. II, 1035-1038.

* Borruso, A. (1995). Petrografía e geoquímica isotópica de depósitos continentales del Massiniano, bacino di Híjar, España sud-oriental: implicaciones paleoambientales. *Tesi de graduat. Universitat Degli Studi di Palermo*, 122 pp.

* Brinkmann, R. y Galwitz, H. (1933). El borde externo de las cadenas Béticas en el sureste de España. Vol., pp. 167-290. Madrid, 1950. (Inst. "Lucas Mallada" de inv. geol).

* Buatois, L.A. y Mángano, M.G. (1994). Lithofacies and depositional processes from a carboniferous lake, Sierra Narváez, Northwest Argentina. *Sediment. Geol.*, 93, 25-49.

* Buatois, L.A. y Mángano, M.G. (1995). Sedimentary dynamics and evolutionary history of a late Carboniferous Gondwanic Lake in north-western Argentina. *Sedimentology*, 3, 415-436.

* Bustinza, F. (1943). Kieselguhr aplicado a la industria de jabones. *Anales de la Real Academia de Farmacia*. Madrid.

* Calvo, J.P. (1978). Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino en el sector central de la provincia de Albacete. *Estudios geol.* 34, 407-429.

* Calvo, J.P. (1981). Los yacimientos de diatomita en España. *Bol. Geol. Minero*, 92, 274-284.

* Calvo, J.P. (1991). Diatomitas: geología y usos. En: Yacimientos minerales (Ed: R. Lunar y R. Oyarzun). Edit. Centro de Estudios Ramón Areces, S.A., 635-644.

* Calvo, J.P., Elizaga, E., López, N., Robles, F., Usera, J. (1978). El Mioceno superior continental del Prebético externo, evolución del estrecho nordbético. Bol. Geol y Minero, 5, 9-32.

* Calvo, J.P. y Elizaga, E. (1985). Sedimentology of a Neogene lacustrine system, Cenajo Basin, SE Spain. 6th. European Meeting of Sedimentology, Lleida, Abstracts, 70-73.

* Calvo, J.P. y Elizaga, E. (1987). Diatomite deposits in South-eastern Spain: geologic and economic aspects. Ann. Inst. Geol. Publ. Hungary, 70, 537-543.

* Calvo, J.P. y Elizaga, E. (1990). Sedimentación evaporítica en las cuencas de Cenajo y Las Minas-Camarillas. En: Ortí y Salvany, J.M. (Eds). Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y Cadenas Periféricas y de la Zona de Levante. Nuevas aportaciones y Guía de superficie. 246-250.

* Calvo, J.P. y Elizaga, E. (1993). The Cenajo and Las Minas-Camarillas basins (Miocene), southeastern Spain. En: Gierlowski-Kordesch, E. & Kelts, K. (Eds). Cambridge University Press., 319-324.

* Calvo, J.P., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín, S., Jiménez, S. y Vicente de G. (1995). Microdeformation in lacustrine laminete sequences. An interpretation of loop structures. The First International Limno-geological Congress, Copenhagen, Abstracts, 17.

* Camara, P. y Durantez, O. (1978). Hoja nº 842. Liétor, Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. IGME.

* Cole, R.B. y Stanley, R.G. (1995). Middle Tertiary recorded by lacustrine fan-delta deposits, Plush Ranch Basin, western transverse ranges, California. Jour. of Sediment. Research, 4, 455-468.

* Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. Tellus, 16, 436-468.

* Dean, W.E. y Fouch, T.D. (1983). Lacustrine Environment. En: Scholle, P.A.,

Bebout, D.G. y Moore, C.H. (Eds). Carbonate Depositional Environments. AAPG Memoir, 33, 97-130.

* Doria, E. (1990). Petrografía e Geochimica isotopica di depositi continentali messiniani. Spagna sud-orientale. Tesi Sperim. di Laurea. Università Degli Studi di Palermo. 116 pp.

* Eicher, U. y Siegenthaler, U. (1976). Palynological and oxigen isotope investigations on Late-Glacial sediment cores from Switzerland. *Boreas*, 5: 109-117.

*Elizaga, E. (1990). Análisis de facies sedimentarias y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior de la Zona Prebética. Albacete, España. Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid. 268 pp.

* Elizaga E. (1994). Análisis de facies sedimentarias y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior de la Zona Prebética, Albacete, España. Inst. Est. Albacetenses, Diput. de Albacete. 216pp.

* Elizaga, E. y Calvo, J.P. (1988). Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. *Interés minero. Bol. Geol. Minero*, 99, 837-846.

* Eugster, H.P. y Kelts, K. (1983). Lacustrine chemical sediments. En: Goudie, A. y Pye, K. (Eds). *Chemical geomorphology*. Academic Press, New York, 321-368.

* Foucault, A., Calvo, J.P., Elizaga, E., Rouchy, J.M. y Servant-Vildary, S.(1987). Place des depots lacustres d'age miocène supérieur de la région de Hellin (Province de Albacete. Espagne) dans l'évolution géodynamique des Cordillères bétiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 305, 1163-1166.

* Fontes, J.C. y Gonfiantini, R. (1967). Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 3: 258-266.

* Fregenal-Martínez, M.A. y Meléndez, N. (1994). Sedimentological analysis of the Lower Cretaceous lithographic limestones of the "Las Hoyas" Fossil site (Serranía de Cuenca, Iberian Range, Spain). *Geobios*, 16, 185-193.

* Freytet, P. y Plaziat, J.C. (1982). Continental carbonate sedimentation and

pedogenesis-Late Cretaceous and early Tertiary of Southern France. *Contrib. Sedimentol.*, 12,213 pp.

* Freytet, P. (1984). Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergence et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bull. Centres Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitain.*, 8, 1, 223-247.

* Fritz, P., Anderson, T.W. y Lewis, C.F.M. (1975). Late-Quaternary climatic trends and history of Lake Erie from stable isotope studies. *Science*, 190: 267-269.

* Fritz, P., Morgan, A.V., Eicher, U. y McAndrews, J.H. (1987). Stable isotope, fossil Coleoptera and pollen stratigraphy in Late Quaternary sediments from Ontario and New York State. *Paleogeogr.,Paleoclimat., Paleoecol.*, 58: 183-202.

* Gasse, F. y Fontes, J.C. (1989). Paléoenvironnements and Paléohydrology of tropical closed lake (Lake Asal, Djibouti) since 10.000 yr B.P. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 69: 67-102.

* Gasse, F., Fontes, J.C., Plaziat, J.C., Carbonel, P., Kaesmarska, I., De Deckker, P., Soulie'-Marsche, I., Callot, Y. y Dupeuble, P. (1987). Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from North Sahara. *Paleogeogr.,Paleoclimat., Paleoecol.*, 60: 1-46.

* Gaudant, J. (1993). Un exemple de "régression évolutive" chez des poissons Cyprinodontidae du Miocène supérieur d'Espagne: *Aphanius illunensis*. *Geobios*, 26, 4, 449-454.

* Gat, J.R. (1981). Lakes (Ed. J.R. Gat and R. Gonfiantini). In: *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*. I.A.E.A., (int. At Energy Agency). Tech. Rep., 210: 203-221.

* Gibling, M.R., Tantasukrit, C., Uttamo, W., Thahasuthipitak, T. Y Haraluck, M. (1985). Oil shale sedimentology and geochemistry in Cenozoic Mae Sot Basin, Thailand. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 69, 5, 767-780.

* Gimeno, D. (1994). Estudio de las materias primas minerales contenidas en los materiales miocénicos lacustres de la provincia de Albacete. 34, 5-102.

* Glenn, C.R. y Kelts, K. (1991). Sedimentary rhythms in lake deposits. En: *Cycles y Events in Stratigraphy* (Ed: G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher) Springer-Verlag, Berlín, 188-221.

* Harrison, F.W. (1998). Utilization of freshwater sponges in paleolimnological studies. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 62, 387-398.

* Hillaire-Marcel, C., Casanova, J. (1987). Isotopic hydrology and paleohydrology of the Magadi (Kenya)-Nartron (Tanzania) basin during the late Quaternary. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 58: 155-181.

* I.T.G.E. (1993). Investigación de Diatomitas en el Sur de Albacete. 6 tomos. ITGE. Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

* Jerez Mir, L. (1973). Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provs. de Albacete y Murcia). Tesis doctoral, Fac. Ciencias Univ. de Granada, 2 tomos, 750 pp.

* Jerez Mir, L. (1980). Hoja nº 867. Elche de la Sierra. Mapa Geológico de España, 2ª serie Magna. IGME. Madrid.

* Jodot, P. (1958). Les faunes des Mollusques continentaux reparties dans Sud-Est de L'Espagne entre le Miocène Superieur et le Quaternaire. *Mem. Comuns. Inst. Geol. Diput. Prov. Barcelona*, 17, 1-34.

* Kelts, K. y Hsü, K.J. (1978). Calcium carbonate sedimentation in freshwater lakes and the formation on non-glacial varves in Lake Zürich. En: *Lakes, Physics, Chemistry, Geology* (Ed: A. Lerman). Springer-Verlag, New York.

* Link, M.H. y Osborne, R.H. (1978). Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin, California. En: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed: A. Matter y M.E. Tucher). Association of Sedimentologists, 2, 167-186.

* Mallada, L. (1884). Reconocimiento de la provincia de Jaén. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 55 pp.

* Marco, S., Agnon, A., Stein, M. y Ron, H. (1994). U.S. Geol. Sur. Open-File Rep., 94-568, 112-114.

* Margalef, R. (1953). Observaciones paleoecológicas sobre los sedimentos lacustres miocénicos de Hellín (Albacete). Mem y Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona, 10, 53-72.

* Mas, J.R. Alonso, A., García, A., Arias, C., Vilas, L., Menéndez, R. y Rincon, R. (1982). Les grandes étapes dans l'évolution du Cretacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). 9^{ème} Reunion Annuelle des Sciences de la Terre. Paris 1982, Soc. Géol. Fr. edit. Paris p. 417.

* Mattauer, M. (1976). Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Ediciones Omega, Barcelona, 523 pp.

* Meischner, D. (1994). Die ehemalige Tongrube Willershansen, ein Naturdenkmal von Wetweiter Bedeutung. Souderd. Willershansen & Harz. Umr. Dorfgesh., Senchenberg. 30 pp.

* Meseguer Pardo, J. (1924). Estudio de los yacimientos de Murcia y Albacte. Bol. Inst. Geol. Minero, 54, 1-84.

* Miall, A.D. (1985). Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Science Review, 22, 261-308.

* Murphy, D.H. y Wilkinson, B.H. (1980). Carbonate deposition and distribution in a Central Michigan marl lake. Sedimentology. 27, 123-135.

* Nickles, F. (1892). Recherches géologiques sur les terrains secondaires, et tertiaries de la province de Alicante et du sud de la province de Valence. Ann. Hébert et de Pal. lab geol., Fac. Sci. Paris, 1, 220.

* Oberhanshi, H. y Allen, P.A. (1987). Stable isotopic signatures of Tertiary Lake carbonates, eastern Ebro Basin, Spain. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 60, 59-76.

* Ortí, F. (1973). El Keuper del Levante español. Petrología de la cuenca. Estudios geol. 30, 7-46.

* Peña De la, A. (1993). Estudio de los Teleosteos de las cuencas continentales terciarias de la Península Ibérica. Tes. Doctoral. Universidad Complutense, Madrid. 462pp.

* Platt, N.H. y Wright, V.P. (1991). Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En: Anadon, P *et al.* (Eds). Spec. Publs. Inst. Ass. Sediment., 13, 57-74.

* Regueiro, M., Calvo, J.P., Elizaga, E. y Calderon, V. (1993). Spanish diatomite. Geology and economics. Industrial Minerals, pp. 57-67, March 1993.

* Reyes García, J.L., Crespo, V., Feixas, J.C. y Zapata, M.J. (1984). La sedimentación evaporítica en las cuencas neógenas del SE peninsular. I Congreso Español de Geología, Segovia, Comunicaciones, 2, 803-815.

* Rodríguez Pascua, M.A. (1995). Estudio de la paleosismicidad en relación con la peligrosidad sísmica en instalaciones nucleares. Informe interno. Consejo de Seguridad Nuclear.

* Rodríguez Pascua, M.A., De Vicente, G., Ramírez Rayo, M.S. Martín Velazquez, S. y Calvo, J.P. (1996). Periodos de recurrencia de paleoterremotos en sedimentos varvados lacustres del Mioceno sup. Cuenca de Híjar (Albacete). Act. IV Congr. Geol. de España. Alcalá de Henares (Madrid) (en prensa).

* Servant-Vildary, S. (1984). Fossil Cyclotella Species from Miocene lacustrine deposit of Spain. en M. Ricard (Ed.) Proc. 8th Diatom Symposium, Koeltz, Koenigsstein, 495-511.

* Servant-Vildary, S., Rouchy, J.M., Pierre, C. y Foucault, A. (1990). Marine and continental water contributions to a hypersaline basin using diatom ecology, sedimentology and stable isotopes: an example in the late Miocene of the Mediterranean (Hellin Basin, southern Spain). Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 79, 189-204.

* Siegenthaler, U. y eicher, U. (1986). Stable oxygen and carbon isotope analyses. Handbook of Holocene Paleocology and Paleohydrology, (Ed. B.E. Berglund). Wiley, Chichester, pp. 407-422.

* Sopena, A. (1984). Correlación y distribución de las unidades litoestratigráficas del Keuper en la Transversal Alcázar de San Juan. Alhambra Alcázar. Bogarra Potiche y Montealegre del Castillo. Informe interno del ITGE. Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

* Spencer, R.J., Baedeker, M.J. Eugster, H.P., Forester, R.M., Goldhaber, M.B., Jones, M.F., Kelts, K., McKenzie, J., Madsen, D.B., Retting, S.L., Rubin, M. y Bowser, C.J. (1984). Great Salt Lake, and precursors, Utah: the last 30.000 years. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 321-334.

* Staub, B. (1934). Der Deckemban Subspaniens in den Betischen Cordilleren. *Ges. Zurich*, 79, 271-332.

* Stiller, M. y Kaufman, A. (1985). Paleoclimatic trends revealed by the isotopic composition of carbonates in Lake Kinneret. *Z. Gletscherkd. Glazialgeol.*, 21: 79-87.

* Stow, D.A.V. (1986). Deep Clastic seas. En: Reading H.D. (Ed) *Sedimentary environments and facies*, 2nd edn. Blackwell, Oxford, 399-444.

* Stuiver, M. (1970). Oxygen and carbon isotope ratios of fresh-water carbonates as climatic indicators. *Geophys. Res.*, 75: 5247-5275.

* Sturm, M. y Matter, A. (1978). Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. En: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Eds. A. Matter y M.E. Tucker). *Spec. Publ. Internac. Association of Sedimentologists.*, 2, 147-166.

* Talbot, M.R. (1990). A review of the paleohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geol., Isotope Geoscience Section*, 80: 261-279.

* Talbot, M.R. y Kelts, K. (1990). Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments. En: Katz, B. (Ed) *Lacustrine Basins Exploration Case Studies and Modern Analogs*. *A.A.P.G. Mem.*, 50, 90-112.

*Turner, J.V., Fritz, P., Karrow, P.F., Warner, B.G. (1983). Isotopic and geochemical composition of marl lake waters and implications for radiocarbon dating of marl lake sediments. *Can. J. Earth Sci.*, 20: 599-615.

* Vera, J.A. (1994). *Estratigrafía. Principios y métodos*. Editorial Rueda, Madrid, 806 pp.

* Verneuil, E. y Collomb, E. (1852). Coup d'oeuil sur la constitions geologique de quelques provinces del'Espagne. Bull. Soc. geol. de France, 2ª seri, 10, 61-147.

* Viseras, C. (1991). Estratigrafía y Sedimentología del relleno aluvial de la Cuenca de Guadix (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 327 pp.

* Winterer, E.J. y Sarti, M. (1994). Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanics of formation and tectonic implications. Sedimentology, 41, 1109-1132.

* Zuffa, G.G. (1980). Hybrid arenites: their composition and classification. Jour. Sediment. Petrol, 50, 21-29.



DIPUTACIÓN DE ALBACETE