

FACULTAD DE CIENCIAS

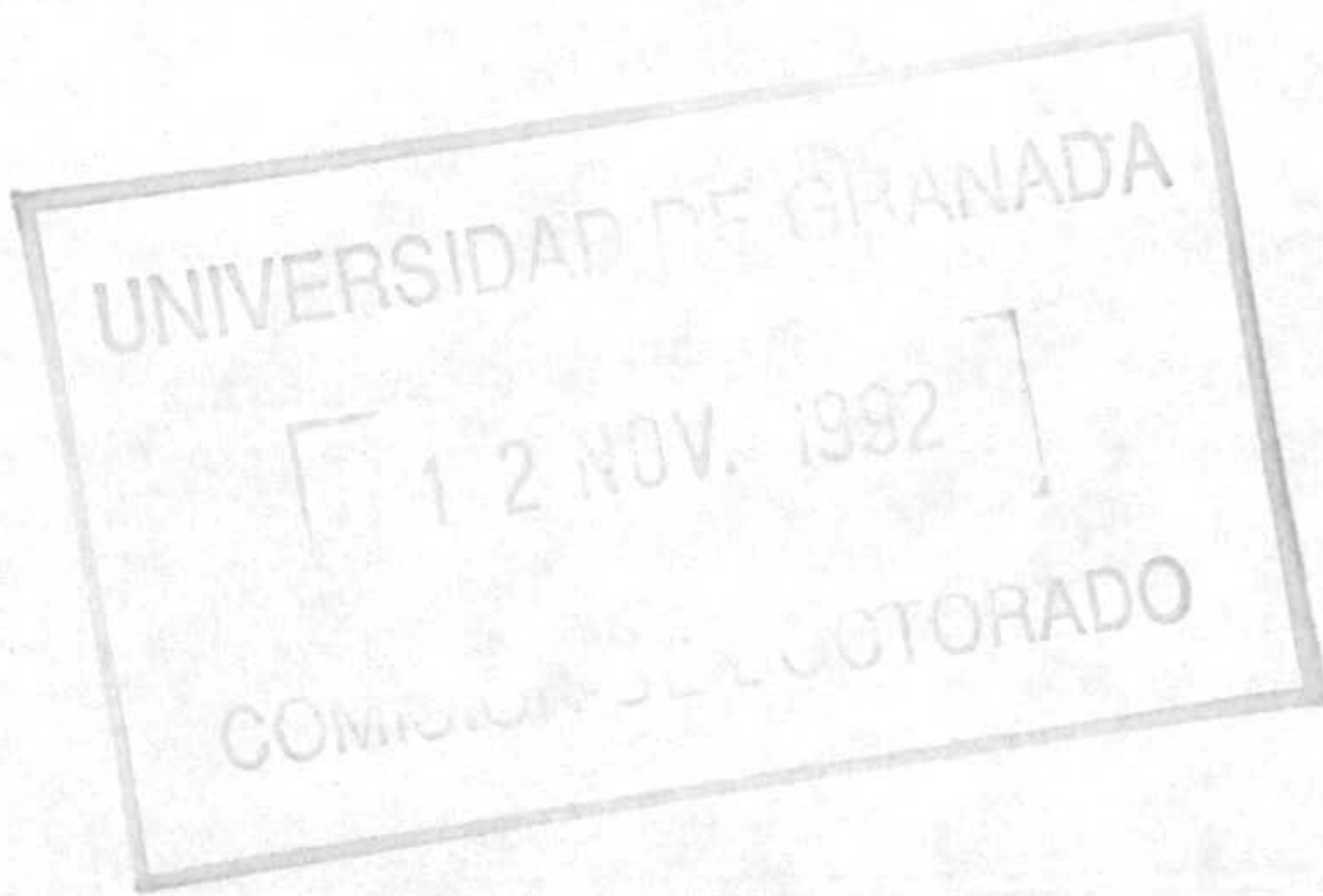
UNIVERSIDAD DE GRANADA

DEPARTAMENTO DE MINERALOGIA Y PETROLOGIA

T  
14  
48

Prov. T. 13/41

**CARACTERIZACION MINERALOGICA Y GEOQUIMICA DEL TRANSITO  
MIOCENO-PLIOCENO EN LAS CUENCAS DE VERA Y SORBAS (ALMERIA)**



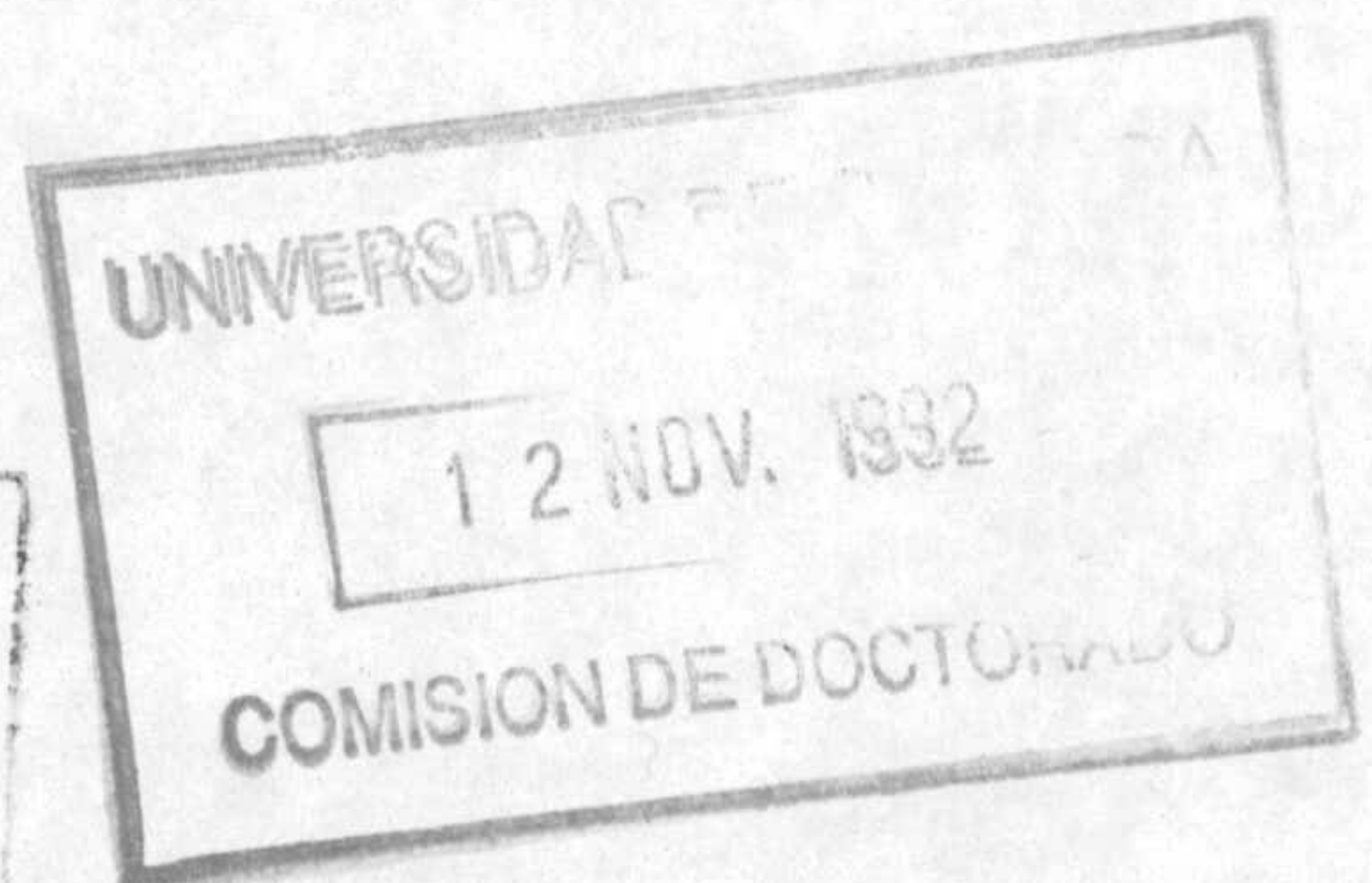
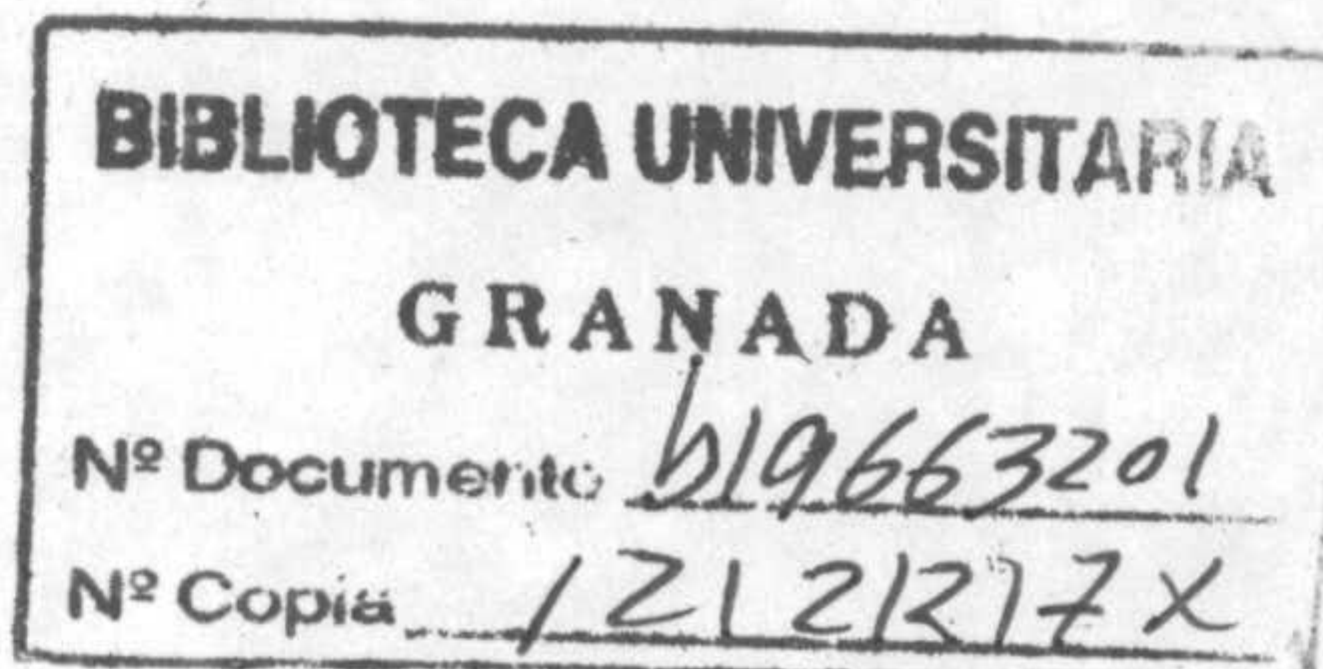
Tesis que presenta  
ANGEL SANCHEZ BELLON  
para optar al Grado de  
Doctor en Ciencias.  
(Sección de Geología).

El Director.

Angel Sánchez Bellón.

Dr. Eduardo M. Sebastián Pardo.

Granada, Diciembre de 1992.



A mis padres y a Adela.

UNIVERSIDAD DE GRANADA

12 NOV. 1992

COMISION DE ELECTORADO

## AGRADECIMIENTOS

A la hora de escribir los agradecimientos es difícil salirse de los tópicos, yo por eso me dejaré caer en ellos.

En primer lugar estoy agradecido a Eduardo, quien me animó a investigar proponiendome realizar este trabajo; por ello ha llevado la carga de la dirección de esta Tesis Dcotoral. Sin embargo no se ha limitado a ello, sino que día a día me ha brindado su amistad.

Guillermo y su duro trabajo han sido fundamentales en muchos aspectos. El me ha proporcionado los datos cartográficos y estratigráficos de la cuenca de Vera. Con él y con Eduardo he realizado la recogida de muestras en días de sofocante calor, por terrenos sin un sólo árbol donde cobijarse; y él me ha hecho comprender la base sedimentológica en la que se sustenta gran parte de este trabajo.

Estos aspectos estratigráficos también han sido objeto de discusiones con Pepe Loga, a quien igualmente debo agradecer alguna que otra oportuna crítica.

Daniel me ha transmitido parte de sus conocimientos sobre difracción de rayos-x e informática; en concreto, he resuelto muchos de mis problemas con sus programas de control del difractómetro y de análisis de diagramas.

En la medición de parámetros criataloquímicos, ha sido Fernando Nieto quien me ha orientado en el manejo del programa de control del difractómetro. Conversaciones con él me han ayudado a enfocar parte del trabajo.

Antonio Sánchez Navas me ha iniciado en numerosas tareas, desde las más simples como es el tratamiento de textos, hasta la

microscopía electrónica, su simpatía siempre es reconfortante.

En cuestiones de microanálisis, Alberto y sobre todo Fernando Nieto, siempre han estado dispuestos a solucionar los problemas que, al tiempo que iban surgiendo, les he ido planteando.

Miguel me ha ayudado a completar este trabajo, poniendo a mi disposición sus datos archivados de la cuenca de Vera.

Nico, aparte de explicarme algún que otro programa de ordenador, ha colaborado en la preparación del material fotográfico.

El mundo de los ordenadores, también me ha sido desvelado en parte por Carlos y Carlos, Fermín, Juan. Javier y Luis Miguel.

Pepe Torres, Pepe Gordillo, Inma y Fernando Gervilla, siempre me han sabido aconsejar; al igual que Puri y D. Manuel, quienes además, siempre son un ejemplo a seguir.

Agradezco de igual modo, tras mi traslado a Cádiz, el recibimiento ofrecido por Antonio, Paco, Salvador, Marina, Javier, Manolo, Pepe, José Manuel, Javier Gracia, Alberto y Luis.

En el laboratorio de arcillas, El Quillo y Paqui me han echado una mano alguna vez, así como Pascual en el laboratorio de rayos-X.

Jorge, con quien he compartido despacho en Granada, ha visto las láminas delgadas preparadas por Agustín, y el resto de los compañeros becarios Antonio, Salva, Diego, María del Mar, Vicente, María José, Abdelmalek, Mohamed y Mustafa, también han estado presentes de una u otra manera.

Mis peticiones en la secretaría de los Departamentos siempre han sido atendidas por Rafa y Begoña, Maribel y María José.

Pero no sólo han colaborado en esta memoria personas de los Departamentos, también debo agradecer el trato que he recibido en la Unidad de Servicios Técnicos de la Universidad de Granada y en los Servicios Centrales de Ciencias y Tecnología de la Universidad de Cádiz, por parte de Conchi y David, Miguel Angel, Eduardo, Alicia, Olga y, sobre todo, María José, Juan y Chema con quienes he pasado muchas horas en los microscopios electrónicos.

Humphery ha realizado la datación de algunas de las secuencias mediante el estudio del nannoplancton.

En la delineación de las figuras han intervenido Felipe, Guillermo, Rafa y Francis, este último en momentos en los que su trabajo fue alentador al máximo.

Gracias también a María Angustias, de la Universidad de Castilla-La Mancha; Rafael García Roja y Javier Botana del Departamento de Química Inorgánica de la Universidad de Cádiz; Jesús Soriano (CEDEX del MOPU de Madrid); Christine Mosser, Bertrand Fritz, Claude Roquin, Mohamed y el resto de mis colegas del Centre de Géochimie de la Surface de Estrasburgo.

Igualmente debo agradecer las correcciones del manuscrito de Paco, Esperanza, Gabriel, Pedro, y Adela, quien además, ha realizado la escritura de la mayor parte de esta memoria; así como el saber soportarme en momentos en los que el trabajo me desbordaba por parte de Chelo, Miguel, Belén, Mariela y sobre todo Adela.

Por último, quiero agradecer a los Drs. Rodriguez Gallego, Caballero López-Lendinez, Mosser, Martín Pozas y Ortega Huertas el aceptar formar parte del Tribunal que juzga esta Tesis de Doctoral.

-En la financiación de este trabajo han participado varios organismos:

El Ministerio de Educación y Ciencia me concedió en 1988 una beca del Plan de Formación de Personal Investigador, y en 1990 y 1991 una Ayuda para Estancias en el Extranjero gracias a la cual pude viajar al C.G.S. de Estrasburgo donde volví en 1991 dentro de una Acción Integrada con cargo a dicho Centro, realizando allí análisis mineralógicos y sobre todo químicos que son la base de gran parte de este estudio.

Igualmente, este trabajo ha sido financiado en gran parte, por el Grupo de Investigación y Desarrollo Tecnológico N° 4065 ("Minerlogía y geoquímica de los ambientes sedimentario y metamórfico") de la Junta de Andalucía, y por el Proyecto de investigación PB87-0271 ("Transformaciones mineralógicas desde la diagénesis al grado bajo de metamorfismo") de la CICYT, así como por el Grupo de Investigación N° 6005 "Caracterización de materiales por topografía de rayos-X" de la Junta de Andalucía.

## INDICE

I. INTRODUCCION.....	10
I.1. Objetivos.....	10
I.2. Contexto geológico y antecedentes.....	12
II. METODOLOGIA.....	32
II.1. Selección de los afloramientos y recogida de muestras...32	
II.2. Técnicas de laboratorio.....	40
II.2.1. Estudio de la mineralogía mediante DRX.....	40
A) Preparación de la muestra.....	40
B) Análisis mineralógico cualitativo.....	43
C) Análisis mineralógico semicuantitativo.....	45
D) Medida de parámetros cristaloquímicos.....	49
II.2.2. Microscopía.....	52
A) Microscopía de luz transmitida.....	52
B) Microscopía electrónica.....	53
II.2.3. Geoquímica .....	53
II.2.4. Estudio isotópico .....	55
III. ANALISIS MINERALOGICO DE LAS SERIES ESTUDIADAS.....	56
A) Cuenca de Vera.	
III.1. Serie del cerro Coscojar.....	56
III.2. Serie de Garrucha.....	61
III.3. Serie del cerro Garrapancho.....	68
III.4. Serie del cerro Cantera.....	75
III.5. Serie del cerro Cantera B.....	81
III.6. Serie de Cañada de Vera.....	89

III.7. Serie de Los Palacios.....	95
III.8. Serie de Cuevas de Almanzora.....	99
B) Cuenca de Sorbas.	
III.9. Serie de Los Yesos .....	106
III.10. Serie de Los Molinos del Río Agua .....	113
III.11. Serie de Cariatiz .....	120
III.12. Serie de Sorbas .....	126
III.13. Serie de Zorreras .....	138
C) Síntesis Mineralógica.....	149
IV. GEOQUIMICA DE LAS CUENCAS DE VERA Y SORBAS .....	175
IV.1. Cuenca de Vera.....	175
IV.2. Cuenca de Sorbas .....	185
V. ESTUDIO ISOTOPICO DEL TRANSITO M-P DE AMBAS CUENCAS.....	197
VI. DISCUSION DE LOS RESULTADOS.....	207
VI.1. Origen de los minerales.....	207
VI.1.1. Mineralogía global.....	208
VI.1.2. Mineralogía de arcillas.....	215
Ilita.....	215
Paragonita.....	217
Clorita.....	218
Caolinita.....	219
Interestratificados.....	220
Esmectitas.....	221
Paligorskita.....	226
VI.2. El área fuente de los materiales.....	230
VI.3. El medio de depósito de los sedimentos.....	233



VI.4. El clima.....	237
VI.5. El grado de diagénesis.....	239
VII. CONCLUSIONES.....	241
VIII. BIBLIOGRAFIA.....	245

## I. INTRODUCCION

### I.1.- OBJETIVOS.

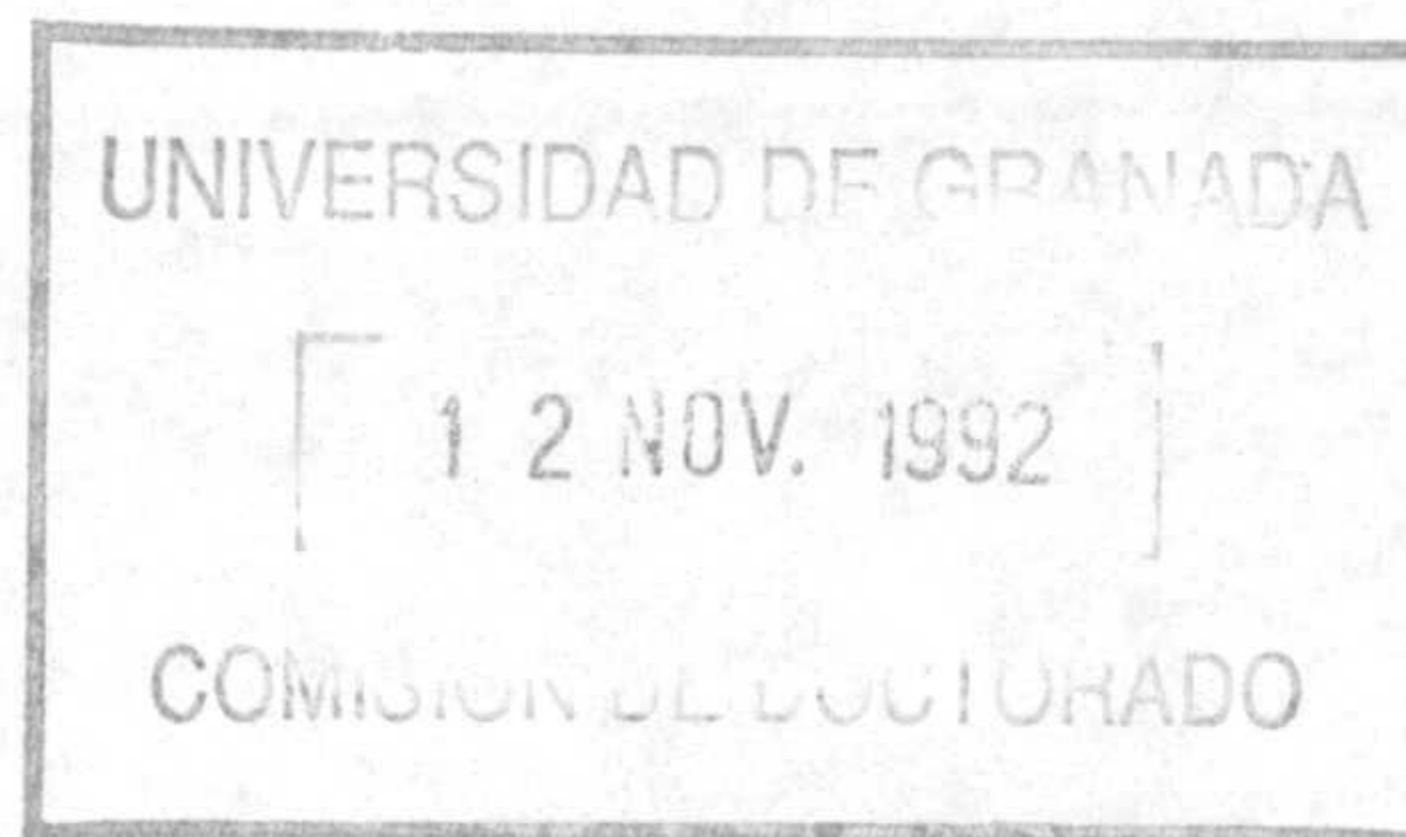
Las cuencas de Vera y Sorbas han sido estudiadas por numerosos autores, pero muy pocos se centran en la mineralogía, y más específicamente en las arcillas de los sedimentos que las rellenan. Por esto, al iniciar esta memoria, uno de los objetivos primordiales era llevar a cabo la identificación de las diferentes fases minerales, especialmente de los filosilicatos, presentes en los sedimentos que constituyen el tránsito Mioceno-Plioceno en dichas cuencas. Otro objetivo esencial fue la caracterización de estos minerales, así como la determinación de sus posibles condiciones genéticas. Estas tareas se han realizado fundamentalmente mediante difracción de rayos-X y microscopía electrónica.

A partir de la mineralogía, del estudio geoquímico y del análisis isotópico se ha pretendido establecer las condiciones paleoambientales del medio en el que se depositaron estos materiales. En concreto, planteaba especial interés el estudio de la continuidad o discontinuidad de la sedimentación marina durante el tránsito Mioceno-Plioceno en la cuenca de Vera, así como si se llegaron a formar yesos en esta cuenca, o si por el contrario estos procederían de la vecina cuenca de Sorbas.

Igualmente se ha tratado de determinar los materiales constituyentes de las áreas fuentes de los distintos afloramientos, estudiando el quimismo de sedimentos y de posibles rocas madre y comparando los datos obtenidos (mineralogía y parámetros cristalográficos de los filosilicatos) con los aportados por otros autores que han estudiado distintos tipos de rocas que pudieron formar parte de las posibles áreas de influencia.

Por último, se ha intentado llegar a conocer el grado de diagénesis que han sufrido los sedimentos que rellenan estas cuencas a lo largo de su historia.

Los tres apartados anteriores son la base que permite plantear un esquema de la reconstrucción paleogeográfica de estas zonas durante el tránsito Mioceno-Plioceno.



## I.2.- CONTEXTO GEOLOGICO Y ANTECEDENTES.

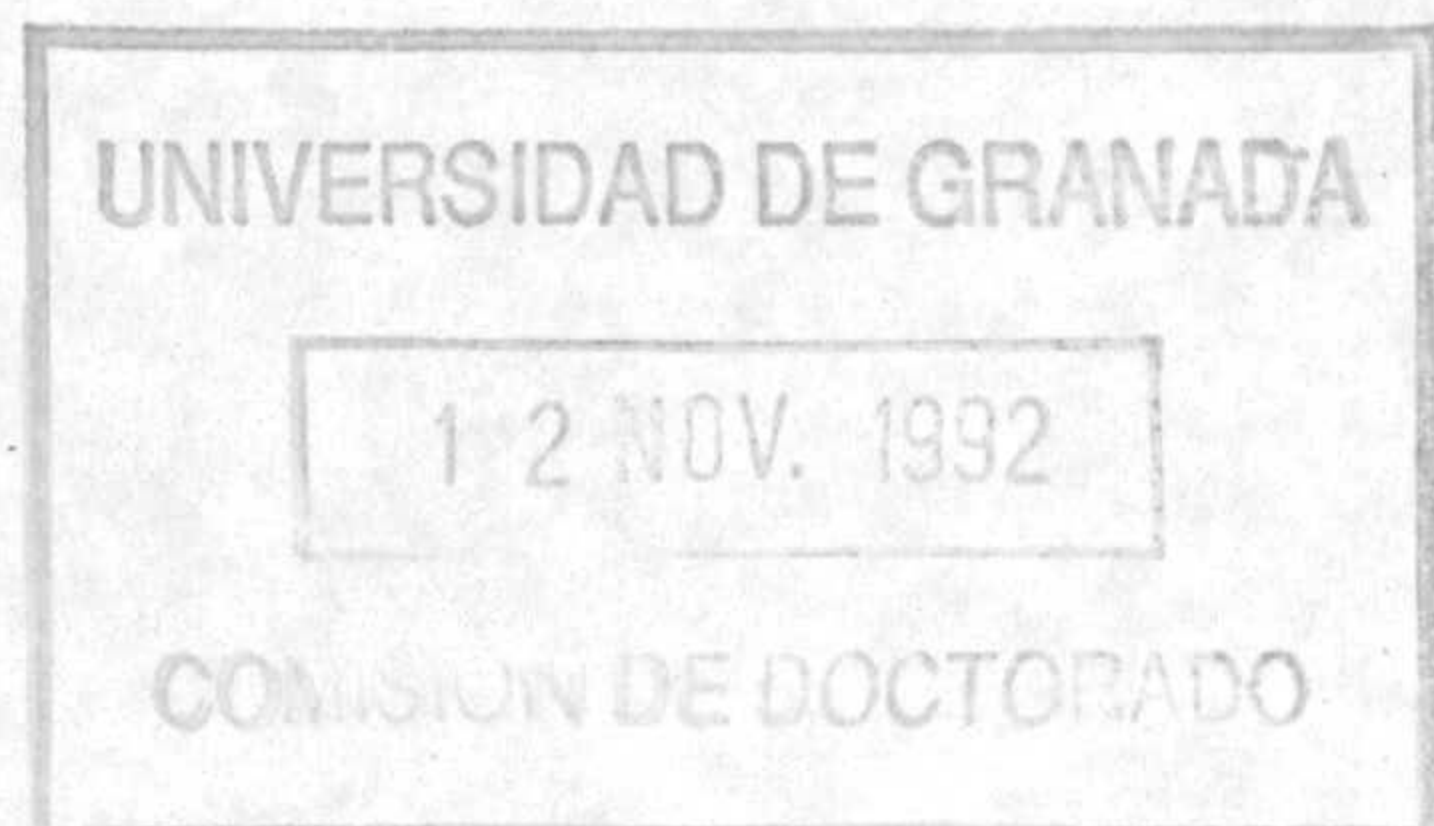
Las Cordilleras Béticas, formadas durante la orogénesis alpina, se dividen en dos dominios geológicos. Al norte, las Zonas Externas, constituidas esencialmente por series sedimentarias mesozoicas y cenozoicas; al sur, las Zonas Internas, formadas por rocas paleozoicas y mesozoicas que han sido afectadas por el metamorfismo alpino. Las Zonas Internas están constituidas por la superposición de mantos, que, de muro a techo y según el grado metamórfico que presentan, se dividen en tres conjuntos tectónicos: complejo Nevado-Filábride, complejo Alpujárride y complejo Maláguide (Aldaya et al., 1979; Fontboté, 1983; Díaz de Federico et al., 1990).

El sector oriental de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas está cruzado por una zona transcurrente con componente sinextroso de dirección NE-SO (desde Alicante a Almería) que forma parte de uno de los principales rasgos del Mediterráneo occidental: la zona de cizalla Trans-Alborán (Larouzière et al., 1988).

Este sistema de fallas de desgarre se inscribe dentro del contexto compresivo de la colisión Europea-Africana, que a comienzos del Mioceno produce un acortamiento aproximadamente N-S con algunas rotaciones NO-SE.

El régimen compresivo se refleja a lo largo del Neógeno en una amplia deformación de los mantos alpinos, en una intensa actividad magmática y en la formación de una serie de depresiones sedimentarias que se sitúan entre los bloques de zócalo levantados como consecuencia del plegamiento y de la actuación de las fallas. A estas depresiones se les suele denominar cuencas neógenas internas de las Cordilleras Béticas orientales.

El emplazamiento de los mantos béticos ya había tenido lugar en el Burdigaliense superior, época en la que comienzan a



depositarse en estas cuencas sedimentos que serán rápidamente deformados. Entre el Serravallense y el Tortoniense, debido a los movimientos tectónicos que tuvieron lugar durante una importante fase compresiva, la compresión finiserravallense, se produce el abombamiento de las cadenas y el rejuvenecimiento de los relieves, modificando ampliamente la paleogeografía y configurando las cuencas neógenas recientes en las que se depositan abundantes materiales del Mioceno superior y del Plioceno. Entre estas cuencas destacan las siguientes: Fortuna, Murcia-Cartagena, Mazarrón, Lorca, Huercal Overa, Vera, Sorbas y Níjar; estas cuencas han sido estudiadas , entre otros autores, por Lukowski, Santisteban, Montenat, Briend, Dabrio, Völk, Rondeel, Barragán y Ott d'Estevou.

Esta importante fase tectónica finiserravallense es la base de la clásica división entre neógeno antiguo y neógeno reciente realizada por Völk y Rondeel en 1965. El neógeno antiguo está formado por el Mioceno inferior y medio y se encuentra generalmente mal representado, en afloramientos dispersos y muy tectonizados, en relación, la mayor parte de las veces, con el zócalo metamórfico. El neógeno reciente lo componen el Mioceno superior y el Plioceno y constituye, junto al Cuaternario, la práctica totalidad de los materiales sedimentarios de estas cuencas. Esto permite que de este registro se puedan obtener hipótesis acerca de la evolución del Mediterráneo occidental en tan significativa edad.

Además de esta diferencia estructural, esta división también se basa en la procedencia de los sedimentos, ya que durante el neógeno antiguo sólo llegan a las cuencas materiales de los complejos Alpujárride y Maláguide. Tras el levantamiento producido por la compresión finiserravallense y la erosión consecuente, afloran materiales del complejo Nevado-Filábride, los cuales comienzan a encontrarse en los sedimentos sólo a partir del Tortoniense.

La mayor parte de los límites de estas cuencas son las fallas

que conforman la zona transcurrente. Las más abundantes son fallas de desgarre de tipo sinextroso de dirección NE-SO (ver fig. 1). A veces estas fallas muestran un componente inverso. Las fallas de dirección E-O son de tipo dextroso o inverso de acuerdo con el acortamiento regional. Las de dirección NO-SE son fallas normales o bien dextrosas y por último, las fallas N-S muestran movimientos normales o sinextrosos.

Los pliegues existentes, de diferentes escalas, están generalmente asociados a las fallas, muchas de las cuales muestran señales de actividad desde el comienzo del Mioceno. Prueba de ello es la aparición de materiales del Mioceno inferior y medio a lo largo de fallas NE-SO y E-O. Estos materiales se incluyen dentro de anchas franjas de rocas del basamento, trituradas por la acción de las fallas de desgarre.

El estudio de los ejes de deformación de estructuras sinsedimentarias (Ott d'Estevou, 1990; Ott d'Estevou et al., 1985; Montenat et al., 1987 a y b) permitió a estos autores establecer los cambios en el campo de deformación. Desde el Tortoniense inferior hasta el Holoceno, el dominio bético oriental estuvo afectado por un acortamiento general aproximadamente N-S, asociado a una extensión perpendicular. No obstante, dentro de este esquema global, pueden distinguirse tres etapas (fig. 1): en un primer momento, durante el Tortoniense, la orientación de  $\sigma_1$  era NO-SE; durante una segunda etapa, desde el Tortoniense superior hasta el Plioceno inferior, el eje  $\sigma_1$  gira a N-S; finalmente, desde el Plioceno superior hasta el Holoceno, la orientación de  $\sigma_1$  fue NNO-SSE.

Estas variaciones en el campo de esfuerzos influyeron directamente en la evolución dinámica de las cuencas orientales (Montenat et al., 1990). Durante la primera y tercera etapa, al situarse la dirección de mayor esfuerzo de forma perpendicular a las fallas de desgarre (sinextrosas) NE-SO, los desplazamientos

horizontales se dificultaron, llegándose a tener, en muchos casos, un componente inverso que favoreció los procesos erosivos en los bordes de las cuencas. Por el contrario, durante la segunda etapa, la dirección N-S de  $\sigma_1$  permitió grandes desplazamientos horizontales (15 y 20 km.) a lo largo de las fallas sinextrosas de dirección NE-SO.

Dentro de este contexto tectónico pueden distinguirse dos tipos de cuencas sedimentarias, según el régimen compresivo o distensivo (Montenat y Ott d'Estevou, 1990). En primer lugar, los "surcos situados sobre zonas de desgarre" (en régimen compresivo) y en segundo lugar, los "grabenos planos" (en régimen distensivo).

Los "surcos de desgarre" son pasillos más o menos estrechos (5 - 10 km., con una longitud de unos 20-30 km.) limitados por fallas de desgarre (tanto dextrosas como sinextrosas). Los depósitos que rellenan estas cuencas alcanzan grandes espesores y están afectadas por deformaciones sinsedimentarias. El movimiento lateral de sus bordes contribuye a formar pasillos con materiales retrabajados y resedimentados como "corrientes de gravedad". Igualmente es la causa de las sucesivas migraciones de las zonas de sedimentación (fig. 2) y de los depósitos de formas complicadas. En los momentos en que los desplazamientos laterales en las fallas son bloqueados por un componente inverso en las mismas, aumentan los aportes detríticos a la cuenca a consecuencia de la elevación y, por tanto, mayor erosión. Ejemplos de estos surcos son las cuencas de Vera, Sorbas, Níjar-Carboneras, Huercal Overa e Hinojar. Una evolución similar puede suponerse para las cuencas del Mioceno inferior y medio, tal y como se infiere del estudio del Corredor de las Alpujarras realizado por Rodríguez Fernández et al., (1990).

Los "grabenos de fondo plano" tienen una forma pseudorectangular. Muestran una menor subsidencia que las depresiones anteriores y las corrientes de gravedad son escasas. Los depósitos en su mayoría se producen por decantación y sobre

todo en los márgenes se depositan carbonatos de aguas poco profundas. En estas cuencas no hay importantes migraciones de las zonas de sedimentación, ya que son escasa las deformaciones sinsedimentarias. La formación de estas depresiones está producida por la actuación de estructuras conjugadas, dexas y siniestras, que configuran un sistema extensional (Montenat et al., 1987 a y b; 1990). Este es el caso de las cuencas de Mazarrón, Fortuna y Lorca.

En ocasiones, estos dos tipos de cuencas pueden aparecer asociados y evolucionar conjuntamente. Tal es el caso de las cuencas de Hinojar y Mazarrón.

La gran amplitud de los desplazamientos tanto verticales como horizontales en las cuencas neógenas son debidas, según Montenat y Ott d'Estevou (1990), a superficies de anisotropía en el basamento alóctono y a las propiedades mecánicas de la corteza que en esta zona debería de ser delgada y maleable al estar a temperatura elevada.

Aunque los sedimentos que rellenan estas cuencas neógenas del sector oriental de las Cordilleras Béticas presentan características específicas en cada una de ellas, muestran un esquema general que se puede sintetizar en la columna estratigráfica de la figura (fig. 3).

Dentro del Mioceno inferior y medio, presente tal y como ya se ha dicho en afloramientos dispersos y tectonizados, podemos diferenciar el Burdigaliense superior, constituido por arenas y margas que se dispone transgresivamente sobre materiales alpujárrides y maláguides del zócalo bético; el Burdigaliense superior-Langhense, formado por arenas turbidíticas y brechas dolomíticas; y el Serravallense que está representado, generalmente, por margas y arenas.

El Mioceno superior, mucho mejor representado en estas



cuencas, comienza con el Tortoniense que es transgresivo y que llega a alcanzar grandes espesores (cientos de metros). Tiene en carácter terrígeno y presenta sedimentos detríticos que han sido emplazados por olistostromas, debris y mud flows y turbiditas. Estos materiales, tras acumularse en zonas epibatiales, son generalmente redistribuidos por corrientes de turbidez longitudinales. El Tortoniense se encuentra dividido por una discontinuidad de carácter regional en Tortoniense I (Tortoniense inferior) y Tortoniense II (Tortoniense superior). El Tortoniense I se caracteriza por la primera aparición de materiales metamórficos de alto grado, procedentes del complejo Nevado-Filábride. En zonas de borde de las cuencas se instalan arrecifes. La discontinuidad está marcada por una amplia transgresión del Tortoniense II sobre el Tortoniense I e incluso sobre el basamento. Comienza con arenas calcáreas biogénicas, seguidas de turbiditas y margas pelágicas. El Tortoniense finaliza con una regresión que proporciona abundantes depósitos terrígenos de los relieves emergidos y que constituyen una megabrecha.

Entre el Tortoniense y el Messiniense inferior, se deposita un horizonte calcarenítico, en muchos casos discordante, sobre el Tortoniense y el basamento (Vera y Sorbas). Son las denominadas Calizas de Algas.

La sedimentación Messiniense se caracteriza por un descenso de los aportes terrígenos y de la tasa de sedimentación, así como una reducción gradual de la profundidad. Los bordes de las cuencas son colonizados por complejos arrecifales que progradan hacia el Este. Estos arrecifes y otras áreas quedan emergidos, llegando incluso a erosionarse totalmente en la época de mayor regresión, durante la cual se depositan yesos en zonas subsidentes discontinuas. En algunas cuencas, capas de diatomitas preceden a los depósitos evaporíticos. Estos acontecimientos se inscriben en el marco de la crisis salina.

El Plioceno comienza con una fuerte transgresión en todo el litoral mediterráneo. Se divide en Plioceno inferior y superior. El inferior, Plioceno I, está formado en su mayoría por margas pelágicas. El superior, Plioceno II, está constituido por calcarenitas bioclásticas poco profundas, que son el último episodio marino, preludio de una emersión generalizada.

Por último, el Plio-Cuaternario se compone de conglomerados, arenas y limos de color rojo, de origen continental.

En otro orden de cosas hay que destacar una importante actividad magmática que se desarrolla durante el Neógeno en el sector oriental de las Cordilleras Béticas. Esta actividad no se produce en otros sectores, lo cual indica su relación con la zona de cizalla de Trans-Alborán (Hernández et al., 1987). En esta zona de cizalla se sitúa una anomalía térmica, que se evidencia en una amplia gama de manifestaciones magmáticas, tales como vulcanismo (calcoalcalino, lamproítico y alcalino), ascenso de plutones (granitoides calcoalcalinos y mantélicos) hasta las proximidades de la superficie, anatexia poco profunda de la corteza y mineralizaciones de alta temperatura. Las numerosas fracturas del sector bético oriental facilitan el desarrollo de todas estas manifestaciones magmáticas que tienen su máximo durante el Tortoniense superior, coincidiendo con una fase de gran actividad tectónica.

Sin duda, la causa de lo expuesto anteriormente se encuentra en un adelgazamiento cortical tal y como se observa en los perfiles sísmicos (Banda y Ausorge, 1980). De esta forma, bajo la depresión de Granada habría una corteza de unos 40 km. de espesor, en la zona del Corredor de las Alpujarras la profundidad sería de 32 km, y este adelgazamiento se hace más patente en zonas más orientales, así, al este de la falla de Palomares llegaría a tener menos de 22 km.

## B) EL SUSTRATO BETICO.

Las cuencas neógenas se instalan sobre un zócalo formado por materiales metamórficos de las zonas internas de las Cordilleras Béticas. Como ya se ha indicado, estos materiales han sufrido diferente grado de metamorfismo y se encuentran estructurados en tres conjuntos tectónicos, los complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide (Aldaya et al., 1979; Junta de Andalucía, 1985; Díaz de Federico et al., 1990). Estos complejos, constituidos por el apilamiento de mantos alpinos, fueron definidos en el sector central de la cordillera, pero pueden reconocerse, si bien con alguna particularidad, en el sector oriental (fig. 4).

Con anterioridad a este agrupamiento de los materiales, se propusieron otros diferentes. De entre ellos, el de mayor aceptación fue el establecido por Egeler y Simon (1969), quienes proponían cuatro complejos, al considerar como tal la parte inferior de los materiales alpujárrides, denominándola complejo Ballabona-Cucharón.

A continuación, se esbozan las características de cada uno de los complejos en el sector bético oriental.

### Complejo Nevado-Filábride.

Este complejo está formado por la superposición de al menos tres unidades tectónicas (Helmers y Voet, 1967) que de abajo arriba son las siguientes: Unidad Nevado-Lubrín, Unidad de Bédar-Macael y Unidad de Almocáizar.

Clásicamente se consideraba que cada una de estas unidades estaba constituida por cuatro formaciones litoestratigráficas que con diferentes espesores se repiten en ellas (Egeler, 1963; Kampschuur y Rondeel, 1975; Magna, 1975; Voet, 1967; Langenberg, 1972; Vissers, 1981; etc.). Estas cuatro formaciones definidas por

Nijhuis (1964) son, de abajo arriba, las siguientes:

Formación Nevada. De edad paleozoica, está constituida por micaesquistos grafitosos con granate, cuarcitas y gneises con turmalina.

Formación Tahal. Contiene sobre todo micaesquistos albiticos del Triás inferior y medio.

Formación Huertecica. Formada por rocas carbonatadas, micaesquistos y yesos del Triás medio y superior.

Formación Las Casas. Triás superior que presenta mármoles, micaesquistos anfibólicos y filones de rocas básicas (también hay rocas básicas en la Formación Huertecica y, en menor cantidad, en la parte superior de Nevada y Tahal).

Este esquema, aceptado por los autores anteriormente citados y por otros como Gómez Pugnaire (1979) y Martínez Martínez (1984, 1985), considera que sólo hay un tipo de basamento para todas las unidades tectónicas béticas, el cual no habría sufrido metamorfismo prealpino.

Contrariamente, Puga (1971), Puga et al. (1974), Díaz de Federico (1980), Díaz de Federico et al. (1990) consideran que existen dos tipos de basamento para las distintas unidades tectónicas. Estos basamentos habrían sufrido una distinta historia metamórfica prealpina y alpina. Esto les lleva a plantear dos grupos de unidades Nevado-Filábrides: las unidades del grupo del Veleta y las unidades del grupo del Mulhacén reconocibles tanto en el sector central como en el oriental. Dentro del grupo del Veleta, que presenta una litología muy monótona, distinguen entre rocas de cobertera (cuarzoesquistos albiticos) y rocas de basamento (fundamentalmente micaesquistos grafitosos). Los materiales del grupo del Veleta son los más profundos del complejo Nevado-

Filábride y podrían tener un espesor de 6000 m. (Díaz de Federico et al., 1990). Sobre este grupo se dispondría el grupo del Mulhacén que presenta una variada litología a lo largo de sus aproximados 3000 m. de potencia (misma referencia), lo cual permite diferenciar varias unidades que de abajo arriba son las siguientes: Unidad de San Francisco, Unidad de la Caldera, Unidad Ofiolítica y Unidad de las Sabinas. Por encima y por debajo de esta última se repiten materiales pertenecientes a la Formación de Soportújar. Dentro de la Unidad Ofiolítica distinguen varias secuencias: ultramáfica, plutónica, volcánica y sedimentaria. Para obtener información acerca de la litología y otros aspectos de estas unidades, el lector puede consultar los trabajos de Puga y Díaz de Federico referenciados en una recopilación realizada últimamente por Díaz de Federico et al. (1990). En esta memoria utilizaremos como referencia las formaciones definidas por Nijhuis (1964) por ser más fácil su correlación, ya que han sido utilizadas posteriormente por otros muchos autores a nivel local.

#### **Complejo Alpujárride.**

Tectónicamente se sitúa por encima del complejo Nevado-Filábride y por debajo del complejo Maláguide. Comprende rocas con edades que van desde el Paleozoico inferior al Triásico superior. La secuencia tipo de una unidad del complejo Alpujárride ha sido definida de diversas formas a lo largo del tiempo. De Vries y Zwaan (1967) definieron cuatro formaciones: Montesinos, Morenos, Tonosa y Estancias. El límite entre las dos formaciones más inferiores, Montesinos y Morenos, no parece estar del todo claro por lo que posteriormente han sido consideradas como una sola por otros autores, los cuales simplifican a tres unidades la secuencia-tipo (Aldaya et al., 1979; Akkernan et al., 1980; Fontboté, 1983). En 1969, Egeler y Simon consideran a la parte inferior de los materiales alpujárrides como un complejo aparte, el complejo Ballabona-Cucharón, situado tectónicamente entre el Nevado-Filábride y el Alpujárride. Posteriormente esta idea es

abandonada y se propone la existencia de un complejo Almágride, formado parcialmente por los mismos materiales (Besems y Simon, 1982; Simon y Visscher, 1983; Simon, 1987) y que representaría la continuación del subbético bajo las unidades de la zona bética (Kozur et al., 1985). Como esta hipótesis está sujeta a discusión (Fontboté, 1983) aquí seguiremos el esquema propuesto por Aldaya et al. (1979) que consideran estos materiales como los más inferiores del complejo Alpujárride. Este esquema, también recogido por Fontboté, es el siguiente:

Formación Metapelítica Inferior. Englobaría las formaciones Montesinos y Morenos de De Vries y Zwaan (1967). Está compuesta por una sucesión bastante monótona de materiales metamórficos grafitosos. Las litologías más abundantes son esquistos y gneises pelíticos (formación esquistosa).

Formación Metapelítica Superior. Se corresponde con la Formación de Tonosa y, al igual que la anterior, consiste en derivados metamórficos de rocas pelíticas. En este caso el grafito es muy escaso y el grado de metamorfismo menor. Las rocas más habituales son, por lo tanto, las filitas (formación filítica). En la parte alta, aparecen cuerpos de carbonatos y evaporitas, considerados como un argumento de un cambio transicional hacia la formación superior.

Formación Carbonatada. Se corresponde con la Formación de las Estancias. Ha sido estudiada en detalle por Delgado et al. (1981). Comienza con un miembro basal rico en intercalaciones pelíticas que representan la transición con la formación pelítica superior infrayacente. A continuación, se alternan capas carbonáticas con otras más margosas y acaba generalmente con un cuerpo masivo de dolomías brechificadas o margocalizas.

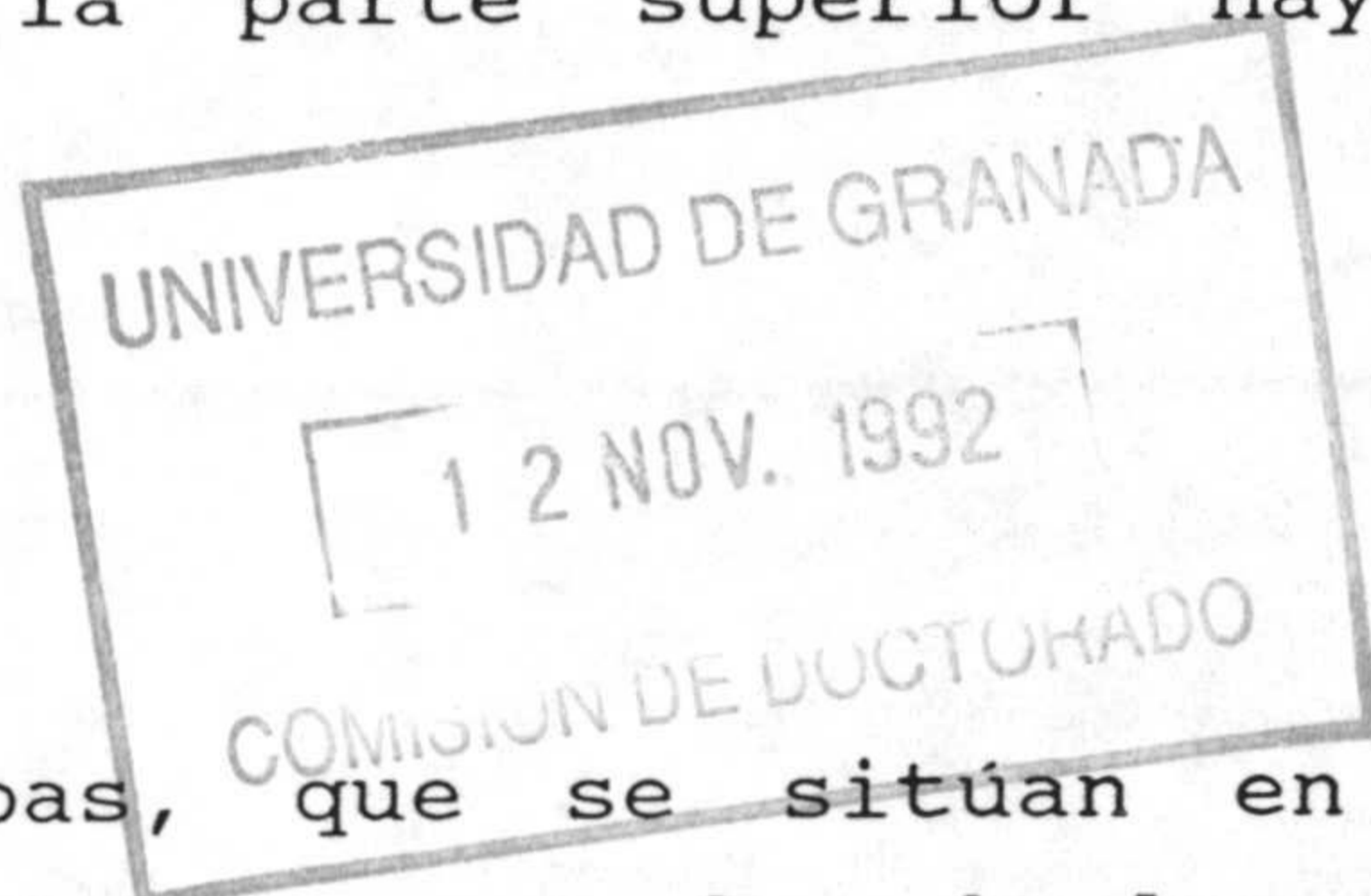
**Complejo Maláguide.**

Es el conjunto tectónico más alto de las zonas béticas, se sitúa por encima del complejo Alpujárride, y sus materiales tienen edades comprendidas entre el Paleozoico y el Mioceno inferior. Dentro del complejo Maláguide podemos distinguir dos conjuntos (Herbig, 1983; Mäkel, 1985). El basamento paleozoico está constituido por materiales poco metamorfizados que comienzan con filitas y se continúan con una formación de grawvacas en la que se intercalan rocas carbonatadas con componentes arenosos. Por encima del basamento se sitúa una cobertura mesozoico-terciaria formada por arcillas y pizarras de color rojizo con intercalaciones de cuarcita igualmente rojiza. En la parte superior hay rocas carbonatadas oscuras.

#### B) LAS CUENCAS DE VERA Y SORBAS.

Las cuencas de Vera y Sorbas, que se sitúan en el SE peninsular, en la provincia de Almería, son dos de las cuencas neógenas del sector oriental de las Cordilleras Béticas (Fig. 1). Ambas se encuentran comunicadas a través del pasillo de Almocaizar que va desde el NE de la cuenca de Sorbas al SO de la cuenca de Vera.

Se instalan sobre materiales pertenecientes a las Zonas Internas Béticas, que, además, constituyen los relieves circundantes (fig. 4). La sierra de los Filabres, formada por rocas del complejo Nevado-Filábride, constituye el margen norte de la cuenca de Sorbas, y en su terminación, Sierra de Bédar, el borde occidental de la cuenca de Vera. El margen sur de estas cuencas lo configuran materiales alpujárrides y nevado-filábrides de las sierras Alhamilla y Cabrera. Al Norte y Noreste de la cuenca de Vera se sitúan respectivamente las sierras de Almagro (alpujárride) y Almagrera (nevado-filábride) entre las cuales discurre el pasillo de Pulpí que permite su comunicación con las cuencas de Huerca Overa e Hinojar. También hay materiales maláguides, siempre en



afloramientos reducidos y aislados relacionados con accidentes tectónicos. Por último, la disyunción de las sierras Almagrera y Cabrera, producida por el accidente de Palomares, pone en contacto el borde oriental de la cuenca de Vera con el Mar Mediterráneo.

Ambas cuencas se encuentran limitadas por varios sistemas de fracturas de desgarre cuyo régimen e intensidad de esfuerzos han variado a lo largo del tiempo (Ott d'Estevou y Montenat, 1990; Ott d'Estevou et al., 1990).

La cuenca de Sorbas se sitúa en la conjunción de dos dominios tectónicos diferentes. Por un lado, es la terminación del Corredor de las Alpujarras, a este sistema pertenecen las fallas de dirección aproximada E-W (fallas de Gafarillos, Lucainena y El Marchante) que constituyen un pasillo transcurrente de componente dextroso. Por otro lado, forma parte de la zona transcurrente Trans-Alborán a la cual pertenecen las zonas de componente sinextroso de dirección aproximada NE-SO (Tabernas, Sorbas y falla norte de Cabrera).

La cuenca de Vera está conectada con la de Sorbas a través del pasillo de los Castaños que puede considerarse una prolongación de la zona tectónica de Sorbas. El borde meridional lo configuran fallas sinextrosas de dirección aproximada N70E a veces con componente inverso, que bordean la sierra de Cabrera. La zona transcurrente más importante dentro de la cuenca de Vera es la asociada a la falla de Palomares, también de componente sinextroso, que se sitúa a lo largo de todo el borde oriental. El borde norte lo limitan fallas principalmente de componente inverso con una dirección similar a las del borde sur (N70). Por último, en el margen occidental, el sustrato queda recubierto transgresivamente por depósitos neógenos. Los accidentes que quedan a la vista son de dirección variable; hay fallas normales de dirección N-S que parecen ser las de mayor actividad, cortadas por otras E-W (inversas), NE-SO y en menor medida NO-SE que configuran una línea



en zig-zag.

Algunas de estas fracturas afectan a materiales de edad reciente, de tal modo que se podría decir que la actividad tectónica a lo largo del Neógeno y hasta la actualidad ha sido ininterrumpida, controlando las características sedimentológicas y paleogeográficas. Destaca una fase compresiva entre el Serravallense y el Tortoniense, que es seguida de otra extensiva, no menos importante en el Mioceno terminal y el Plioceno inferior.

Los sedimentos que rellenan las cuencas de Vera y Sorbas son predominantemente de carácter marino. Sin embargo, se intercalan algunos materiales producto de una sedimentación continental.

Durand Delga y Magna (1958), basándose en el estudio de foraminíferos planctónicos, fueron los primeros en establecer claramente que los depósitos de estas cuencas orientales eran de edad Mioceno superior y Plioceno, si bien en la base podría alcanzarse el Mioceno medio.

Völk y Rondeel (1964), tal y como ya se ha indicado, diferenciaron entre un Neógeno antiguo y un Neógeno reciente, en función, sobre todo, de la ausencia o presencia de clastos mesometamórficos del complejo Nevado-Filábride.

El Mioceno inferior y medio se presenta siempre muy tectonizados y mal preservados, en afloramientos dispersos íntimamente relacionados con el sustrato bético. Aparece tan solo en la zona de Garrucha y borde norte de la Cuenca de Vera y en la vertiente sur de la Cuenca de Sorbas. Está constituido por un conglomerado basal heterométrico formado por cantos alpujárrides y maláguides que a techo se intercalan con turbiditas y margas amarillentas (Ott d'Estevou, 1980).

Por lo que se refiere al Mioceno superior en adelante, Völk y

Rondeel (1964), Ruegg (1964), Rondeel (1965), Völk (1966) y otros autores definen las unidades que, puesto que servirán de referencia a la hora de definir las series estudiadas, se presentan a continuación.

La Formación Mofar contiene materiales detríticos del Tortoniense inferior, son conglomerados y limos rojos de procedencia continental.

El Tortoniense superior se coloca discordantemente sobre el Tortoniense I. Sus materiales se agrupan en la Formación Chozas, en la que se distinguen tres miembros. El primero, Sarlador, probablemente de origen continental, está formado por un conglomerado de color rojo. A continuación, se sitúan otros conglomerados de transgresión, rojos y grises, reflejo de una tendencia marina de la serie detrítica que constituye el Miembro Loma Colorada. A este Miembro también pertenece la "Megabrecha" de la cuenca de Sorbas. Por último, el Miembro Gatar lo forman margas grises y amarillas con intercalaciones turbidíticas de origen marino.

La Formación Turre abarca distintas edades en las cuencas de Vera y Sorbas. En Vera comprende todos los materiales del Messiniense, mientras que en Sorbas agrupa tan solo a los sedimentos preevaporíticos. De los cuatro miembros descritos dentro de esta Formación, los tres primeros son comunes para ambas cuencas. En la base, el Miembro Azagador está formado fundamentalmente por las Calizas de Algas que marcan el tránsito Tortoniense-Messiniense a escala regional. Son calizas de facies litoral y plataforma. El Miembro Abad responde a una sedimentación de facies pelágica y está formada por margas grises y amarillentas; en Sorbas, contiene las "margas lívidas", margas con pycnodontes y margas y laminillas de diatomeas (diatomitas). El Miembro Cantera lo forman calizas coralinas y depósitos de talud arrecifal, fruto de una somerización de las cuencas.

En la cuenca de Vera, el final del Messiniense es una secuencia turbidítica formada por la alternancia de margas y areniscas que constituye el Miembro Santiago. Este Miembro no tiene equivalencia en la cuenca de Sorbas. En su lugar se depositan los Miembros Yesares y Sorbas de la Formación Caños. Yesares es una potente formación evaporítica compuesta esencialmente por yesos y carbonatos. El yeso se presenta bajo facies selenítica en la mayoría de los casos, localmente (Los Yesos) también lo hace bajo facies alabastrina. Este Miembro que presenta el máximo de confinamiento de la cuenca enmarcada dentro de la crisis de salinidad del Mediterráneo. El Messiniense postevaporítico en Sorbas es el Miembro Sorbas, formado por laminillas y calizas con oolitos y estromatolitos.

La Formación Caños acaba con un término de edad mio-pliocena, el Miembro de Zorreras, en el que se puede diferenciar la siguiente secuencia: margas con foraminíferos, calizas lagunares y limos rojos y, a techo, una molasa amarilla.

El Plioceno en la cuenca de Vera se divide en dos formaciones. La Formación Cuevas se corresponde con el Plioceno inferior y está formada por margas limosas y arenosas que en el borde de la cuenca pasan a areniscas bioclásticas y conglomerados. La Formación Espíritu Santo representa el Plioceno Superior y es el reflejo del último episodio marino en la cuenca de Vera. Lo constituyen conglomerados que cambian a arenas y margas que forman gigantescas estratificaciones cruzadas que definen la progradación de un delta.

Finalmente los sedimentos plio-cuaternarios representan la continentalización de las cuencas, en ellos encontramos conglomerados, arenas y limos de origen fluvial con costras de caliches. Estos materiales han sido definidos como Formación Góchar en Sorbas y como Formación Salmerón en la cuenca de Vera.

Tras comparar los depósitos en las dos cuencas, se puede

llegar a la conclusión de que, en términos generales, la sedimentación sigue una evolución más o menos paralela en ambas cuencas hasta el Messiniense evaporítico. Hasta ese momento tan sólo encontramos algunas particularidades litológicas, de entre las cuales podemos destacar la presencia de niveles diatomíticos en las margas del Miembro Abad en Sorbas, mientras que en Vera están casi totalmente ausentes. Tan sólo ha sido descrita la aparición de diatomitas de forma esporádica en facies de lagoon arrecifal en las margas del Campo de Antas (Ott d'Estevou et al., 1990).

La mayor diferencia entre las secuencias tipo de las dos cuencas se sitúa en el Messiniense evaporítico. En Sorbas se depositan yesos que llegan a alcanzar grandes espesores dentro de subcuencas evaporíticas subsidentes, al tiempo que en Vera (al menos en su zona norte) tiene lugar una sedimentación turbidítica formada por alternancia de margas y areniscas. Los yesos de Sorbas representan de forma patente la crisis de la salinidad messiniense, crisis que en la cuenca de Vera tuvo unos efectos difíciles de precisar (más adelante se volverá a abordar este tema). El tránsito Mioceno-Plioceno se realiza en la cuenca de Sorbas con la sedimentación de los miembros Sorbas y Zorreras anteriormente descritos. En la cuenca de Vera este tránsito ha sido objeto de polémica que más tarde analizaremos; ello es debido a que entre los materiales messinienses bien definidos y el Plioceno, se sitúan una serie de sedimentos de dudosa interpretación. Dichos materiales, que constituyen el tránsito Mioceno-Plioceno, se sitúan discordantemente sobre el Messiniense inferior y presentan dos tipos de afloramientos. En posiciones cercanas a los bordes de la cuenca, se relacionan con materiales olistostrómicos que constituyen el techo de las sucesiones. Estos olistostromas en el Sur de la cuenca presentan cantos de yesos y travertinos, mientras que al N no es así. Por otro lado, en posiciones más centrales, no aparecen conjuntos olistostrómicos, estando las secuencias constituidas fundamentalmente por materiales margosos.

Tras la colmatación de la cuenca de Sorbas por los depósitos evaporíticos, continúa la influencia marina; el mar ocupa una plataforma en la cual se depositan materiales fundamentalmente carbonatados. Más adelante una somerización de la cuenca puede dar lugar a la formación de las calizas lagunares dentro del Miembro Zorreras (Ott d'Estevou, 1980). En la cuenca de Vera, Bizon et al. (1974) señalan la existencia de una sección mio-pliocena con materiales depositados sin interrupción. Esta sección fue elegida por Bizon et al. (1975) como paraestratotipo del Messiniense.

Montenat et al. (1976) estudian la ausencia de depósitos evaporíticos en la Cuenca de Vera y se centran en el estudio detallado de la sedimentología y micropaleontología de un corte cercano al río Almanzora que proponen como prueba de la continuidad de la sedimentación marina durante el tránsito Mioceno-Plioceno en esa cuenca. En este corte (sección de Cuevas de Almanzora) describen una sucesión continua de foraminíferos planctónicos desde el Messiniense al Plioceno inferior. Observan cómo se suceden sin hiato evolutivo las biozonas de *Globorrotalia acostansis*, *Gl. numerosa*-*Gl. dutertrei*, *Gl. mediterránea*-*Gl. conomiozea* y *Gl. margaritae*. Esta continuidad de la sedimentación marina implica para estos autores una relación continua con el Atlántico y excluye una desecación general de la cuenca mediterránea durante el Messiniense. Las diferentes modalidades de tránsito Mioceno-Plioceno en el Mediterráneo occidental se explican por una extrema compartimentación del dominio marino, constituido por cuencas subsidentes separadas por umbrales.

Esta postura de continuidad en la sedimentación marina está también defendida por González Donoso y Serrano (1977), por Carrasco et al. (1979) y por Alvado (1986). Carrasco et al. (1979) describen bioestratigráficamente otras dos secciones de la cuenca de Vera (Cañada de Vera y Los Palacios) en las que la continuidad está marcada por foraminíferos planctónicos. Tanto Montenat et al. (1976) como Carrasco et al. (1979) explican la presencia de los

ostrácodos indicadores de medios salobres en tramos próximos al tránsito Mioceno - Plioceno de dos formas diferentes: bien la presencia de ostrácodos es el resultado de transportes en masa por corrientes de turbidez desde zonas adyacentes, o bien se adaptaron a vivir en condiciones marinas.

Por el contrario, Cita et al. (1980), opinan que sí hubo interrupción de la sedimentación marina en Vera. Estos autores estudian el corte de Cuevas de Almanzora en el que encuentran in situ una rica asociación de ostrácodos del género *Cyprideis*, indicadores de un medio salobre, semejante a los descritos para explicar las facies del tipo lago-mare, que se debió desarrollar entre el Messiniense y el Plioceno inferior marinos.

De igual modo opinan Geerlings et al. (1980) que encuentran ostrácodos y algas carofitas no removidas (preservación de oogonios) como claros indicadores de una sedimentación no marina.

Más adelante, en la descripción de la serie de Cuevas de Almanzora se insistirá en estas interpretaciones.

Por su parte, Barragán (1986) es también partidario de una interrupción en la sedimentación en la cuenca de Vera durante la crisis messiniense. Este autor se basa en las relaciones estratigráficas de los conjuntos olistostrómicos en el sector suroccidental de la Cuenca.

Recientemente, Benson y Rakic-El Bied (1991) han planteado una nueva problemática. Estos autores, basándose en un estudio bioestratigráfico y de paleomagnetismo, proponen que los materiales del corte de Cuevas de Almanzora son, en su totalidad, de edad messiniense, no llegándose en ningún momento al Plioceno. El tránsito Mioceno-Plioceno se situaría en la discordancia que separa las Formaciones Cuevas y Espíritu Santo de Völk y Rondeel (1964). La aparición de *Globorrotalia margaritae* en Cuevas de Almanzora no

significaría la existencia de materiales pliocenos, ya que se trataría de un estadio temprano de evolución de este género que aparece en el Mioceno superior tal y como Benson et al. (1991) han observado en la serie de Bou Regreg, en la costa atlántica de Marruecos.

Hay que indicar que el único estudio con un claro enfoque mineralógico en esta zona es el de Galán et al. (1985); estos autores analizan la distribución mineralógica, con especial énfasis en los minerales de la arcilla en dos secuencias localizadas en el norte de la Cuenca de Vera, indicando la existencia de dos asociaciones mineralógicas diferentes a lo largo de ambas columnas. Estas dos asociaciones serían el reflejo del paso de un medio confinado durante el Messiniense a otro medio propio de mar abierto en el Plioceno.

Para terminar, podemos señalar otra diferencia entre ambas cuencas: la importante actividad magmática que se desarrolla en la cuenca de Vera durante el Neógeno, casi nula en la cuenca de Sorbas. Destacan, sobre todo, los dos episodios volcánicos situados en el Mioceno superior, uno de ellos de tipo riodacítico y el otro de tipo lamproítico que genera las rocas ultrapotásicas conocidas como veritas. Estas rocas se encuentran a veces interestratificadas con turbiditas de edad tortoniense y también constituyen importantes aparatos volcánicos como el Cabezo de María.

## II. METODOLOGIA.

### II.1.- SELECCION DE LOS AFLORAMIENTOS Y RECOGIDA DE MUESTRAS.

Tras una amplia revisión bibliográfica, se realizó una primera selección de los afloramientos más adecuados para el estudio del tránsito Mioceno-Plioceno dentro de las Cuencas de Vera y Sorbas. Para esta labor fue de gran ayuda poder contar con los mapas geológicos establecidos por autores que han desarrollado su trabajo en dichas cuencas (Barragan, 1987, 1990; Ott d'Estevou, 1980,1990).

En la cuenca de Vera podemos diferenciar dos tipos de afloramientos: uno, en el que el tránsito se realiza sin interrupción aparente de la sedimentación, y otro en el que se presentan discordancias producidas por períodos erosivos sobre las que se depositan series con olistostromas en su parte más alta. En esta cuenca se han estudiado más de 150 muestras en un total de 8 afloramientos, 6 del primer tipo y 2 del segundo, con los que se consigue una representatividad total de los materiales correspondientes a esta edad.

En la cuenca de Sorbas se han analizado más de 100 muestras repartidas en cinco afloramientos, tres de ellos preevaporíticos y dos postevaporíticos. De esta forma se abarca el tránsito Mio-Plioceno a lo largo de toda la cuenca.

El intervalo de muestreo ha dependido de las características de cada una de las secuencias, siendo más intenso en aquellas en las que, a priori, era posible llegar a establecer con mayor precisión algún cambio en las condiciones de sedimentación. De ahí, junto a la potencia de las series, la variación en el número de muestras recogidas de unas secuencias a otras.



Los materiales han sido datados mediante el estudio de foraminíferos y nannoplancton con el fin de confirmar o no la edad deducida por criterios estratigráficos. En este sentido, este estudio permite señalar que algunas secuencias se encuentran erosionadas en su parte superior y apenas conservan materiales de edad Plioceno.

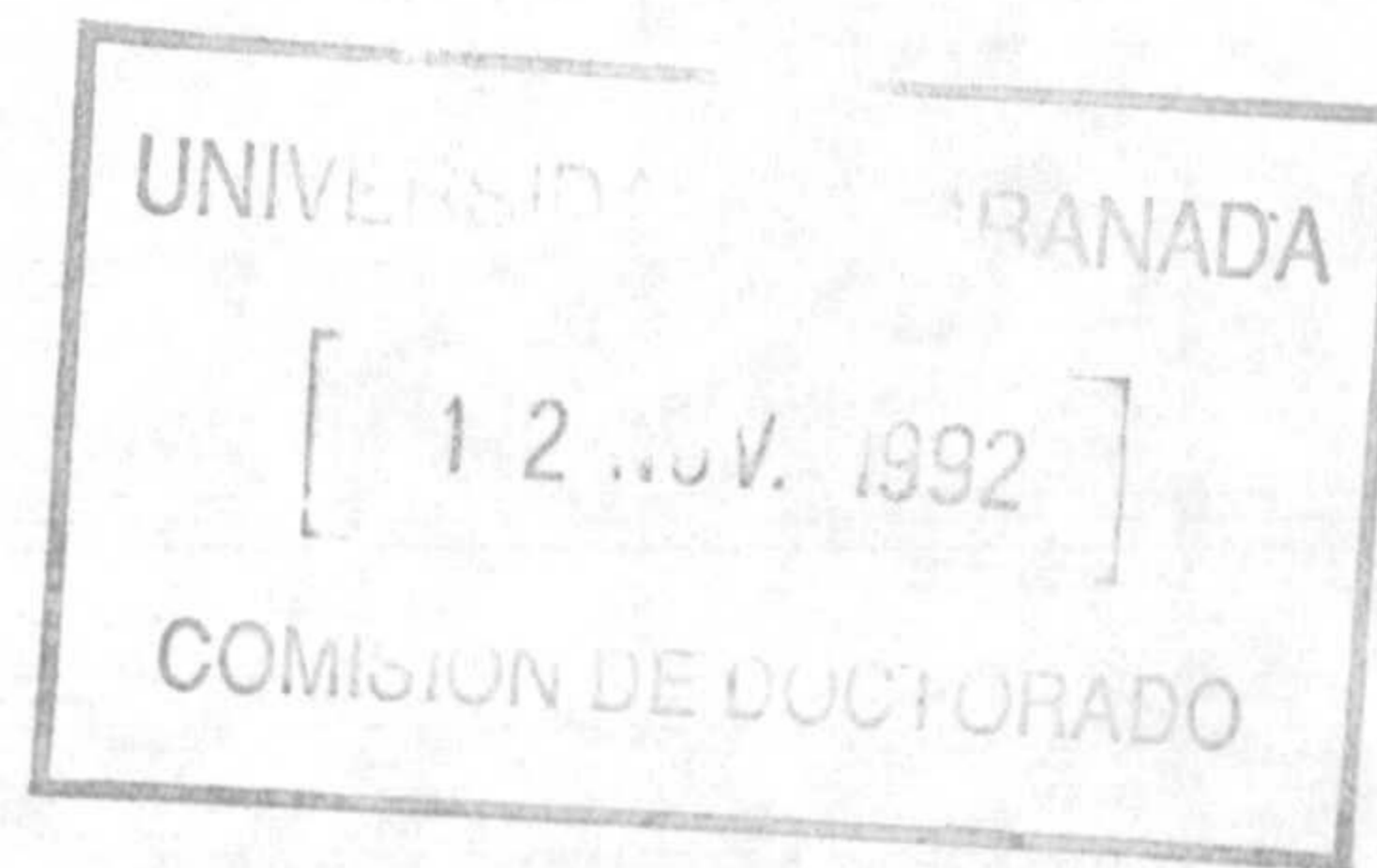
Fig.II.1.-Esquema geográfico de la cuencas de Vera y Sorbas y localización de los afloramientos muestreados.  
GR: Garrucha, CJ: Coscojar, GP: Garrapancho, CT: Cantera, CTb: Cantera-B, CV: Cañada de Vera, LP: Los Palacios, CUA: Cuevas de Almanzora, LY: Los Yesos, LM: Los Molinos del río Aguas, MP: Mio-Plioceno de Sorbas, ZR: Zorreras, CZ:Cariatiz, 1: Basamento Preneógeno y 2: Neógeno.

En la tabla II.1 se recoge el nombre de los afloramientos y el intervalo de edad durante el cual se depositaron las muestras analizadas. La localización geográfica y geológica de las series estudiadas se muestra en la fig. II.1.

TABLA II.1.- Afloramientos estudiados.

Sigla	Nombre del afloramiento	Edad
	Cuenca de Vera	
CC	Cerro Coscojar	Mess. Sup.
GR	Garrucha	Mess.-Plioc.
GP	Cerro Garrapancho	Mess.
CT	Cerro Cantera	Mess.
CTB	Cerro Cantera B	Mess.
CV	Cañada de Vera	Mioc.-Plioc.
LP	Los Palacios	Mioc.-Plioc.
CUA	Cuevas de Almanzora	Mioc.-Plioc.
	Cuenca de Sorbas	
LY	Los Yesos	Mess.
LM	Los Molinos del río Aguas	Mess.
CZ	Cariatiz	Mess.
MP	Mio-Pliocena de Sorbas	Mioc.-Plioc.
ZR	Zorreras	Mioc.-Plioc.

Todas las muestras se han caracterizado mineralógicamente, posteriormente se seleccionaron las más interesantes desde este punto de vista para llevar a cabo sobre ellas los estudios geoquímicos e isotópicos.



## II.2.- TECNICAS DE LABORATORIO.

En este apartado se describen las técnicas que han sido empleadas para la identificación, caracterización y estimación cuantitativa de los minerales presentes en los sedimentos así como para su datación. Posteriormente se recoge la metodología utilizada en el estudio geoquímico multielemental y en el análisis isotópico.

### II.2.1.- Estudio de la mineralogía mediante difracción de rayos-X

#### A) Preparación de la muestra.

El procedimiento general seguido para todas las muestras comprende los siguientes apartados:

##### 1. Desagregación y molienda.

Previo secado a temperatura ambiente, la muestra ha sido desagregada y molida hasta conseguir un tamaño inferior a 5 mm.. En algunas muestras con menor contenido en carbonatos no ha sido necesaria la molienda.

Se ha separado una pequeña porción de la muestra procurando que sea completamente representativa, y se ha molido manualmente en un mortero de ágata hasta obtener un tamaño de partícula inferior a 53  $\mu\text{m}$  (140 ASTM), adecuado para el estudio de la mineralogía total mediante difracción de rayos X.

##### 2. Eliminación de la materia orgánica.

Ocasionalmente ha sido preciso realizar este proceso con algunas de las muestras estudiadas. Se ha llevado a cabo mediante

ataque con agua oxigenada de 20 volúmenes durante 48 horas con repetidas agitaciones. Una vez concluido el proceso de oxidación de la materia orgánica (cese de efervescencia), se procedió al lavado de la muestra mediante la adición de agua, agitación y subsiguiente decantación; proceso que se ha repetido al menos cinco veces.

### 3. Eliminación de carbonatos.

Para evitar el enmascaramiento que las elevadas cantidades de carbonatos producen en las reflexiones correspondientes a los minerales de la arcilla, se hace aconsejable proceder a la eliminación de estos últimos. Este es un proceso que requiere una cuidadosa atención para evitar la actuación del agente atacante sobre los minerales de la arcilla (Carrol y Starkey, 1971 y Koster et al., 1973 en Ferla, 1974). Así por ejemplo, las cloritas, al menos las que tienen un alto contenido en hierro, son susceptibles de alterarse ante el ataque con ClH (Nieto y Rodríguez Gallego, 1980); igual ocurre con ciertas esmectitas y sobre todo con los minerales fibrosos de la arcilla: sepiolita y paligorskita (Caillere et al. 1983).

Se han propuesto varios métodos para la eliminación de los carbonatos. Entre otros Ray et al. (1957) y Ostrom (1961) proponen ataque con ClH 0.2N, incrementando la concentración hasta 1 N. Barahona y Palumbo (1981) utilizan una mezcla de ácido acético 1 N, acetato sódico 1 N y ácido clorídrico 14 N, en proporciones 1:1:0.02 respectivamente. Igualmente, otro método consiste en realizar un ataque con ácido acético partiendo de concentraciones 0.3 N hasta 1 N con agitación constante de la muestra para evitar ataques puntuales prolongados (Gault y Weiler, 1955).

Este último ha sido el procedimiento seguido en este trabajo, pues la posible presencia de minerales de la arcilla fibrosos hacía aconsejable que el ataque ácido no fuera fuerte.

Una vez concluida la descarbonatación se procede a la

eliminación de los iones acetato, que se consigue mediante sucesivos lavados de la muestra.

#### 4. Eliminación de yeso.

En algunas muestras, se hizo necesario proceder a la eliminación del yeso para evitar interferencias con reflexiones de los minerales de la arcilla y conseguir una adecuada dispersión de las partículas, mediante solubilización por lavados de la muestra con agua destilada calentada a 60°C. aproximadamente.

#### 5. Extracción de fracciones arcilla (<2 $\mu\text{m}$ ) y limo (2-20 $\mu\text{m}$ ).

A fin de poder realizar estas extracciones, previamente hay que conseguir la dispersión de la muestra. Para ello se ha empleado en algunos casos amoníaco al 10% y en otros hexametáfosfato sódico en agua al 5%. En este último caso siempre se ha añadido la menor cantidad posible para evitar posteriores interferencias que se pudieran producir en el análisis químico.

Dispensada la muestra y mediante las técnicas habituales basadas en la ley de Stokes, se extraen mediante repetidas decantaciones de los 10 cm. superiores de la columna de agua, la fracción <2  $\mu\text{m}$  y la comprendida entre 2 y 20  $\mu\text{m}$ . Los tiempos de sedimentación de las partículas empleados en estas extracciones han sido 8 horas para la fracción arcilla y 4 minutos 45 segundos para la fracción limo. En cuanto a los tiempos de sedimentación, hay que tener en cuenta que en este caso no se cumplen dos de los supuestos de la ley de Stokes, ya que la densidad de todas las partículas no es 2.65, ni estas son esféricas sino laminares. A pesar de estos inconvenientes, el método puede considerarse válido y por ello se ha utilizado.

Una vez finalizada la extracción de las arcillas en primer lugar y de los limos posteriormente, se concentran las partículas mediante centrifugación del agua.

Para algunas series, sobre todo aquellas de las que se disponía de poca cantidad de muestra, la fracción arcilla se ha extraído mediante una ultracentrifugadora Kubota CS-100, funcionando a una velocidad de 1000 rpm y tiempo de 100 segundos. Esta extracción se repite al menos cinco veces para conseguir que la fracción arcilla obtenida sea representativa de toda la muestra.

#### 6. Preparación de agregados orientados.

Con una pequeña parte representativa de cada fracción se ha preparado una suspensión en agua destilada. Esta suspensión, no muy concentrada, se deposita en portamuestras de vidrio y se dejan secar a temperatura ambiente. De este modo se favorecen las reflexiones 001 de los minerales de la arcilla, ya que todas las partículas se orientarán con el eje C perpendicular al soporte de vidrio. Se han preparado 4 agregados orientados de cada una de las muestras y de cada una de las dos fracciones para las determinaciones por difracción de rayos X de agregado orientado natural, (A.O.), con etilenglicol (A.O.+ E.G.), dimetilsulfóxido (A.O.+ D.M.S.) y calentamiento térmico a 550° C. (A.O.+ 550°C).

#### B) Análisis mineralógico cualitativo.

Se ha utilizado un difractómetro Phillips modelo PW-1710, empleando radiación  $\text{CuK}\alpha$ , monocromador de grafito y rendija automática con las siguientes condiciones experimentales: KV= 40, mA= 40, sensibilidad  $1 \times 10^3$  y velocidad de exploración  $1^\circ/\text{min}$  y  $6^\circ/\text{min}$ .

Para algunas series la recogida de datos se ha realizado con la ayuda de programas de control del difractómetro.

Con el programa POLVO (Martín Ramos y Otálora, 1989) se han recogido los diagramas de polvo de la muestra total, agregado orientado de las fracciones arcilla y limo y sus tratamientos con etilenglicol, dimetilsulfóxido y calentamiento térmico. Estos

diagramas han sido utilizados para la identificación de las fases minerales presentes en las muestras, así como para el posterior análisis semicuantitativo.

La comunicación del ordenador con el difractómetro es tipo Full Duplex, sin posibles interferencias. Las condiciones experimentales de la rutina REGISTRO para la recogida de datos han sido: velocidad de exploración equivalente a  $6^\circ/\text{min}$ . con medidas realizadas cada  $0.04^\circ 2\theta$ , con un tiempo de integración de 0.4 seg.

Este programa permite también realizar la lectura de los diagramas con la rutina LECTOR. En concreto elimina el fondo del difractograma mediante una función Cramped Cubic Splint con derivada inicial y final igual a cero. Posteriormente calibra el diagrama mediante una corrección lineal a partir de un estándar interno que suele ser el propio cuarzo de la muestra. Por último, también permite una búsqueda de picos según las recomendaciones de la Sociedad Mineralógica de América (Bish y Post 1989), utilizando el cálculo de la segunda derivada por la derecha y por la izquierda, con posible selección de intensidad mínima y con rutinas implícitas de suavizado por filtro lineal y tensionado de la curva opcional.

#### 1. Diagramas de polvo.

Para determinar la mineralogía total la fracción molida en mortero de ágata con un tamaño inferior a  $53\mu\text{m}$  (140 ASTM) se monta en un portamuestras de aluminio mediante la técnica habitual, evitando ejercer presiones que puedan favorecer alguna orientación. Las reflexiones obtenidas en difracción se han comparado con los ficheros de datos de difracción P.D.F. (Power Data File) del Joint Comitee of Power Difraccion Standars, o con los datos recogidos por diferentes autores, sobre todo Brindley & Brown (1980).

#### 2. Diagramas de agregados orientados.

Debido a que los distintos minerales de la arcilla suelen presentar reflexiones comunes, se hace necesario la realización de diferentes tratamientos especiales para establecer con claridad qué minerales se hayan presentes. En concreto, para cada muestra se han realizado los siguientes diagramas:

- Agregado orientado natural (A.O.).- Sin ningún tratamiento adicional.

- Agregado orientado solvatado con etilenglicol (A.O.+ E.G.).- Con el fin de caracterizar los minerales hinchables (esmectitas e interestratificados ilita-esmectita). Consiste en realizar un calentamiento a 60°C. durante 48 horas en atmósfera de etilenglicol (Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego, 1961).

- Agregado orientado con dimetilsulfóxido (A.O.+ D.M.S.).- Para confirmar la existencia de caolinita en presencia de clorita. El tratamiento se efectúa calentando a 80°C. durante 72 horas en atmósfera de dimetilsulfóxido (González García y Sánchez Camazano, 1968). Con este tratamiento hay que tener en cuenta que no toda la caolinita pasa a tener un espaciado de 11.18 Å, ya que hay partículas, sobre todo las de menor tamaño, que no expanden.

TABLA II.2.- Efectos de los tratamientos sobre los espaciados basales de los minerales de la arcilla.

MINERAL	AO	AO+EG	AO+DMSO	AO+550°*
Caolinita	7.1	7.1	11.18	-
Ilita	10.0	10.0	10.0	10.0
Esmectita (Mg, Ca)	14-15	17.0	19.0	10.0
Esmectita (Na)	12.5	17.0	19.0	10.0
Clorita	14.0	14.0	14.0	14.0
Paligorskita	10.5	10.5	10.5	10.0
Ilita/esmectita*	12.0	14.0	15.0	10.0

\*Valores teóricos para proporciones del 50 % de cada una de las fases minerales.



- Agregado orientado sometido a calentamiento térmico de 550°C. (A.O.+ 550°C.) durante 90 minutos para destruir la caolinita, comprobar la presencia de clorita y analizar el comportamiento de los minerales hinchables (Martín Vivaldi y Rodríguez Gallego, 1961). En este caso también hay que precisar que la clorita puede tener comportamiento distinto ante el calentamiento, pudiendo variar su cristalinidad, disminuir la intensidad de sus reflexiones e incluso, en algunos casos, destruirse.

### C) Análisis mineralógico semicuantitativo.

El cálculo de las proporciones en las que se presentan cada uno de los minerales en las muestras es siempre una labor que ha de desarrollarse teniendo presente la existencia de toda una serie de factores que hacen que los resultados obtenidos no puedan ser considerados como valores absolutos de cantidad, sino más bien como indicadores relativos de la concentración de los distintos minerales en las diferentes series muestreadas.

Dentro de las múltiples variables que influyen sobre un análisis cuantitativo, en primer lugar hay que tener en cuenta los diversos factores que afectan a la intensidad de una reflexión (Van der Marel, 1966). Igualmente es necesario considerar el método utilizado en la cuantificación (Pierce y Siegel, 1969), el enmascaramiento producido por otros compuestos tales como sustancias amorfas, la interferencia de picos correspondientes a varios minerales, el tipo de catión de cambio y el grado de orientación de las muestras (Martín Pozas et al., 1979), y la homogeneidad (Parrish, 1962) y cantidad de muestra que se utiliza en la preparación (Stokke y Carson, 1973). Todos estos factores son estudiados exhaustivamente por Mellinger (1979).

A pesar de lo dicho anteriormente, el estudio semicuantitativo mantiene todo su valor como medio de

caracterización y comparación de los distintos tipos de sedimentos estudiados, por lo que se hace aconsejable su realización.

#### 1. Mineralogía total.

El cálculo de las proporciones que presentan los minerales en las distintas muestras se ha efectuado sobre los difractogramas de la muestra total. Se han medido las áreas de las reflexiones más significativas de cada mineral y se han aplicado los poderes reflectantes que se citan en la tabla II.3. La incorporación de una rendija automática al equipo de difracción citado anteriormente dio lugar a la necesidad de efectuar una corrección de dichos poderes reflectantes; éstos también se recogen en la misma tabla.

Es necesario hacer las siguientes consideraciones:

- Para el cálculo de la abundancia de filosilicatos se han empleado dos poderes reflectantes (ver tabla II.3) dependiendo de la cantidad de esmectitas presentes en la muestra, dado que éstas tienen un alto poder reflectante (Barahona, 1974; Schultz, 1964). También hay que indicar que en la reflexión a 4.45 Å no se obtiene el total de los filosilicatos, puesto que la clorita no produce dicha reflexión; sin embargo al encontrarse ésta en muy baja proporción el error no es significativo.

- En el caso del cuarzo, es conveniente restar a la reflexión 3.34 Å el área correspondiente a la reflexión 003 de la illita, que se considera de igual intensidad que la 001 (Bradley y Grim, 1961) o, en su defecto, sustituir el valor del poder reflectante del cuarzo, 1.5, por el de 2.

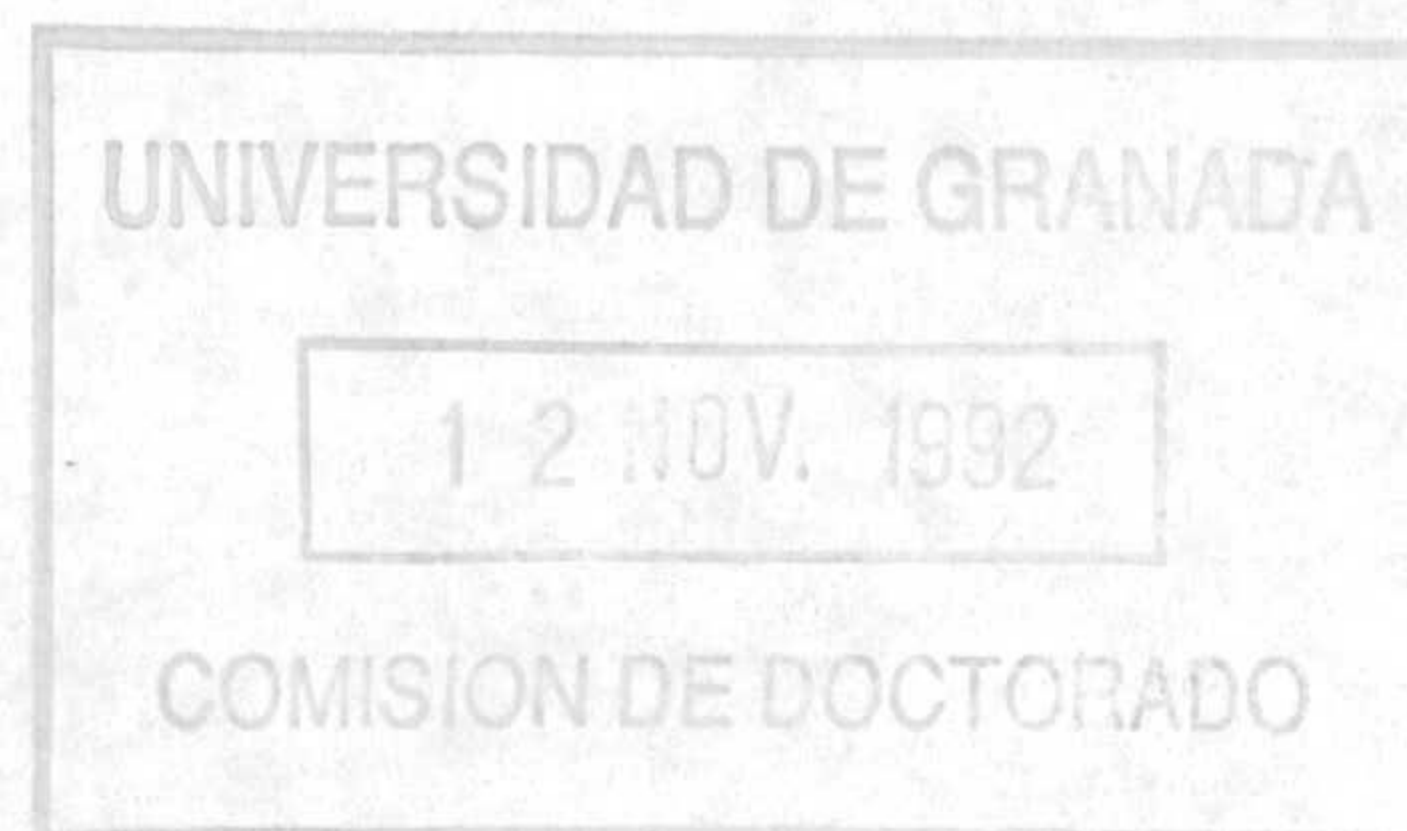


TABLA II.3.- Poderes reflectantes utilizados para diagramas de polvo.

Mineral	Reflexión (Å)	P.R.	Ref.	P.R.C.
Filosolicatos	4.45	0.10- 0.15	1	0.07-0.11
Cuarzo	3.34	2.00	2	1.43
Opalo CT	4.10	0.57	3	0.40
Calcita	3.03	1.00	4	1.05
Dolomita	2.89	1.00	4	1.08
Feldespatos	3.20	1.00	4	1.03
Yeso	7.56	1.50	4	0.70
Clinoptilolita	9.00	1.00	5	-
Halita	1.82	1.50	2	0.70

P.R.: Poder reflectante. Ref.: Referencia. P.R.C.: Poder reflectante corregido para rendija automática. 1: Barahona (1974); Schultz (1964). 2: Brandley y Grim (1961). 3: Linares (comun. pers.). 4: Schultz (1964). 5: López Galindo (1986).

## 2. Minerales de la arcilla.

Además de los factores anteriormente citados, existe toda una serie de problemas bien estudiados (Barahona, 1974; Biscaye, 1965; Carrol, 1970; Piérce y Siegel, 1969; Schult, 1964), que se suman a la ya dificultosa estimación cuantitativa de estos minerales. Cabe señalar entre otros, la existencia de sustituciones isomórficas que producen cambios en la intensidad de las reflexiones; la meteorización y baja cristalinidad que causan un ensanchamiento, asimetría y pérdida de intensidad de los picos; y el solapamiento de varias reflexiones de diferentes minerales.

El procedimiento a seguir se corresponde con el ya indicado para la mineralogía total. Los poderes reflectantes para las fases minerales que aparecen son los recogidos en la tabla II.4, en la que se muestran también las correcciones introducidas debidas a la colocación de la rendija automática en el difractómetro.

TABLA II.4.- Poderes reflectantes utilizados para agregados orientados.

Mineral	Reflexión (Å)	P.R.	Ref.	P.R.C.
Esmectitas	14.00	4.00	1	0.93
Ilita	10.00	1.00	2	0.36
Paligorskita	10.50	0.67	3	0.22
Clorita	7.10	2.00	4	0.98
Caolinita	7.10	2.00	4	0.98

P.R.: Poder reflectante. Ref.: Referencias. P.R.C.: Poder reflectante corregido para rendija automática.  
1: Barahona (1974); Biscaye (1965); Martín Pozas (1968). 2: Schultz (1964); Biscaye (1965). 3: Schultz (1964). 4: Biscaye (1965).

En este caso cabe resaltar los siguientes puntos:

- En la fracción  $<2 \mu\text{m}$  se consideran conjuntamente la caolinita y la clorita, puesto que el total de las mismas generalmente es muy bajo; lo cual haría que aún fuera menor al considerar ambas especies por separado (la mayoría de las veces caolinita + clorita se presentan en trazas).

- Los contenidos de interestratificados ilita-esmectita presentes en la fracción arcilla se incluyen en los porcentajes dados para esmectitas. Esto se ha hecho así debido a que los interestratificados son de tipo random y no presentan una reflexión con un área mensurable, sino que producen un ensanchamiento de la correspondiente a los planos 001 de las esmectitas.

- Los supuestos anteriores han permitido realizar prácticamente la totalidad de los cálculos sobre los difractogramas de agregado orientado natural.

- La paligorskita en algunas muestras presenta una reflexión a  $10.4 \text{ \AA}$ , con un pico mal definido por encontrarse entre las reflexiones 001 de las esmectitas y de la ilita. Esto ha dificultado su estimación, haciendo necesario una extrapolación de la forma de dicha reflexión a partir de muestras en las que su perfil era más adecuado.

#### D) Medida de parámetros cristalográficos.

El programa 2 TETA POLVO CONTROLADO (Nieto et al. 1989) ha sido utilizado para realizar la recogida de datos correspondientes al estudio de los parámetros cristalográficos de los diferentes filosilicatos. Las condiciones experimentales para cada uno de ellos se explican en el apartado correspondiente de esta metodología.

Una vez recogidos los datos, el tratamiento matemático para la obtención de los resultados finales se ha realizado con el programa TRATAMIENTO POSTERIOR DE DIAGRAMAS, (Nieto et al, 1989). Este programa permite restar el fondo de forma lineal a los picos explorados, así como fijar el intervalo angular a considerar para el posterior análisis.

La medida de estos parámetros se ha realizado dada su utilidad en la identificación y caracterización de algunos minerales. En concreto se han hecho mediciones relativas a la illita, la paragonita y la clorita. En el caso de la clorita su escasa proporción ha hecho desaconsejable la medición de sus parámetros salvo el espaciado basal y la cristalinidad, puesto que las reflexiones que se presentaban no ofrecían las condiciones adecuadas para obtener una información fiable. A continuación se enumeran los parámetros estudiados:

##### 1. Espaciado basal de la illita y paragonita. Incremento $2\theta$ .

Se calcula sobre el diagrama de A.O. en las reflexiones 00,10 de ambos minerales utilizando el programa de ordenador Polvo Controlado que utiliza la rutina MAX del propio difractómetro; ésta fija la reflexión máxima mediante la medida de intensidades a intervalos regulares de ángulos  $2\theta$  durante un período de tiempo fijado. En concreto las condiciones experimentales de la medida final son: medidas realizadas cada  $0.005^\circ 2\theta$ , tiempo de medida en cada punto igual a 1 segundo. Previamente a la medida de espaciados el programa realiza un

calibrado usando como estándar interno el cuarzo de la propia muestra o el añadido del mismo tamaño de grano en el caso de que la muestra no tuviera cuarzo.

Partiendo de estos espaciados se calcula también el incremento angular entre ambos espaciados expresado en  $^{\circ}2\theta$ . Estos valores, válidos en si mismos, aparte de caracterizar a los minerales, son útiles a la hora de establecer posibles áreas fuentes de los sedimentos (Martín Ramos, 1976).

El espaciado basal de la illita proporciona información sobre el contenido de ésta en Na, es decir, de su grado de paragonitización (Evans y Guidotti, 1966), así como del contenido en silicio (Ernst, 1963).

### 2. Espaciado basal de la clorita.

Este se ha medido en la fracción limo a partir de la reflexión 003 de la clorita a 4.7 Å, debido a que su baja proporción y la presencia de caolinita no permitían utilizar otras reflexiones.

### 3. Relación de intensidades de la illita.

Esta medida nos da información sobre la tendencia general de la composición de las micas. Las medidas se han realizado, al igual que en el caso anterior, sobre el diagrama de A.O. sin tratamiento alguno con la ayuda del programa Polvo controlado, que realiza medidas de intensidades a intervalos regulares de ángulos  $2\theta$  equivalentes a una velocidad de exploración de  $1^{\circ}/\text{min}$ .

Se han medido las relaciones de intensidades de las reflexiones 002, 004 y 00,10 que se representan en diagramas triangulares. Los datos obtenidos se han comparado con los de Rey & Kübler (1983). Dado que estos autores obtuvieron sus datos sin rendija automática, ha sido necesario efectuar una corrección de sus resultados para poder compararlos con las representaciones

triangulares de las intensidades de las muestras analizadas.

Fig.II.2.- Diagrama de Rey & Kübler (1983) de relación de intensidades de las reflexiones basales de micas, modificado para medidas realizadas con rendija automática. M: Moscovitas, F: Fengitas I: Ilitas, P: Paragonitas, B: Biotitas, 1: Sustitución Al-Fe, 2:Sustitución K-H<sub>2</sub>O y 3:Sustitución K-Na.

#### 4.Cristalinidad de la ilita, paragonita y clorita.

Esta medida se ha realizado sobre diagramas de A.O. mediante el programa Polvo Controlado, que en este caso realiza medidas equivalentes a una velocidad de 1.5°/min. Las reflexiones utilizadas han sido la 002 y 004 a 10 Å y 5 Å para la ilita ; la 004 a 4.8 Å para la paragonita y la 003 a 4.7 Å para la clorita. La cristalinidad de la ilita correspondiente a la reflexión 002 no se ha podido medir en la fracción <2 µm de las muestras que contienen palygorskita y/o reflexiones de interestratificados I-S muy próximas a la de la ilita.

#### 5.Parámetro $b_0$ de la ilita.

Esta medida sólo se ha realizado sobre cortes perpendiculares a la esquistosidad de cantos de conglomerados

presentes en la parte baja de las series de Coscojar y Garrapancho. La medición en las fracciones arcilla y limo de los sedimentos no se ha realizado, ya que incluso con preparaciones de carga lateral no se consigue una perfecta orientación perpendicular de los filosilicatos respecto de la superficie de incidencia de los rayos-x. Así pues, las medidas están sujetas a numerosas interferencias producidas por el solapamiento de otras reflexiones muy próximas a la 060 de otros filosilicatos y de la propia mica. Este es el caso de la reflexión 331 de la illita que en diagramas de polvo tiene una intensidad más alta que la de la propia 060 (Guidotti y Sassi, 1986 y Frey, 1987). Por lo tanto los resultados obtenidos de esta forma no son en absoluto fiables.

## II.2.2.- Microscopía.

### A) Microscopía de luz transmitida.

Se ha utilizado en el estudio petrográfico de láminas delgadas de cantos de rocas metamórficas que se encontraban en conglomerados, generalmente situadas en la base de algunas de las secuencias. También se han analizado petrográficamente láminas delgadas de rocas del basamento recogidas en los relieves circundantes de ambas cuencas y de rocas volcánicas de la cuenca de Vera.

Igualmente se ha estudiado el contenido fosilífero de algunas secuencias con el fin de comprobar la edad de las mismas. La datación se ha basado en foraminíferos y nannoplancton. Así



mismo se ha utilizado esta técnica para obtener información de los fósiles o de cualquier otro componente acerca de las condiciones ambientales del medio de depósito.

El estudio se ha realizado sobre lámina delgada con un microscopio Leitz, modelo Dialux; y sobre levigados con la ayuda de lupa binocular.

#### B) Microscopía electrónica.

Este estudio ha sido llevado a cabo principalmente en la Unidad de Servicios Técnicos Centrales de la Universidad de Granada, empleando microscopía electrónica de transmisión (TEM) con un microscopio Zeiss modelo EM 10C, y microscopía electrónica de barrido (SEM) con un microscopio Zeiss modelo DSM 950. También se han utilizado equipos de la División de Microscopía Electrónica de los Servicios Centralizados de Ciencia y Tecnología de la Universidad de Cádiz, en concreto un microscopio TEMSCAN Jeol modelo JEM - 1200 EX y un SEM Jeol modelo JSM 820.

Esta técnica ha permitido el análisis morfológico de las arcillas y de otros minerales, lo cual ha representado una ayuda muy valiosa para confirmar la presencia de fases minerales que mediante la difracción de rayos X no podía ser claramente dilucidada en algunas muestras. Este ha sido el caso de la paligorskita, ceolitas, ópalo CT y goethita.

También ha sido útil a la hora de identificar algunos microfósiles que han contribuido a la datación de los sedimentos estudiados.

Además del estudio morfológico, esta técnica ha sido básica para poder caracterizar químicamente los minerales presentes en los sedimentos tratados. El microanálisis ha permitido llegar a conocer la composición química puntual de fases mineralógicas, con lo que se ha contribuido a la identificación de las mismas,

así como a su caracterización, al tiempo que se ha conseguido una información de gran interés sobre el posible origen de los minerales.

Este microanálisis se ha realizado mediante espectrometría de Energía Dispersiva de Rayos X (EDS), con un detector de Si(Li) y una resolución de 150 eV. Los espectros químicos han sido recogidos por un sistema Kevex 8000 acoplado al TEM Zeiss EM 10C y un sistema Link AN 10000 acoplado al TEMSCAN Jeol 1200 EX.

Las muestras se han montado, tras molido en mortero de ágata, sobre rejillas de cobre preparadas con película continua de carbono. La adquisición de los espectros se ha realizado utilizando el máximo voltaje de cada equipo (100 Kv para el Zeiss y 120 Kv para el Jeol), lo que permite obtener una mayor resolución y mejorar la relación pico-fondo. Siempre que ha sido posible se ha seleccionado el modo de trabajo STEM, que permite alcanzar sondas electrónicas de menor tamaño. El tiempo de adquisición para cada espectro ha sido de 100 segundos; el número de cuentas así como el tiempo muerto del detector han variado de un equipo a otro. En el Zeiss se recogían entre 1500 y 3000 cuentas por segundo, con un tiempo muerto del 10 al 15%. En el Jeol se obtenían entre 350 y 750 cps con un tiempo muerto del 25 al 35%. Una vez recogidos los espectros cada sistema realiza la corrección por sustracción del fondo y la selección de las ventanas, marcando los límites de los picos  $K\alpha$  característicos de acuerdo con los perfiles estándar de cada elemento. Por último, hacen la medición de las áreas de los distintos picos.

A partir de los datos obtenidos hay que calcular la fórmula mineralógica correspondiente al espectro químico. El cálculo de las proporciones atómicas se realiza suponiendo que todas las cargas están compensadas y usando los factores de proporcionalidad que se recogen en la tabla II.5 y en la fig. II.3. Estos factores de proporcionalidad han sido calculados experimentalmente para el equipo Zeiss EM 10C por López Galindo et al. (1989) y para el equipo Jeol 1200 EX por Sánchez Bellón

et al. (1992). El cálculo de las fórmulas se ha realizado con la ayuda del programa de ordenador EDAX realizado al efecto.

TABLA II.5.- Factores de proporcionalidad recomendados para el equipo ZEISS EM 10C a 100 KV (1) y para el equipo JEOL 1200 EX a 120 KV (2).

	(1)	(2)		(1)	(2)
Na:	4.45	2.04	Ca:	0.85	0.66
Mg:	2.05	1.36	Ti:	0.81	0.75
Al:	1.19	1.07	Mn:	0.73	0.60
Si:	1	1	Fe:	0.75	0.62
K:	0.9	0.62			

### II.2.3.- Geoquímica.

El estudio geoquímico se ha realizado durante tres estancias desarrolladas en el Centre de Géochimie de la Surface - CNRS de Estrasburgo utilizando los equipos y técnicas puestos a punto en sus laboratorios (Samuel et al., 1983; Samuel et al., 1985).

Se ha analizado la fracción arcilla de los sedimentos ya que ésta registra los cambios transcurridos durante la sedimentación y la historia sufrida por los sedimentos posteriormente (Mosser, 1980). Refleja, igualmente, la composición química de la roca madre, lo que permite su utilización para establecer la influencia de los diferentes tipos de rocas del entorno de la cuenca. Por ello también se han analizado rocas muestreadas en los relieves circundantes de las cuencas de Vera y Sorbas.

#### A) Preparación de las muestras.

Tras moler las muestras en mortero de ágata, se toman entre 2 y 4 g. de muestra que es secada en una estufa a 110 °C durante

una noche. Ya seca se vuelve a pesar para calcular la pérdida de secado. Después, los crisoles que contienen las muestras son introducidos en un horno y se calcinan a 1000 °C durante tres horas. Enfriados en desecador durante 20 minutos, se pesan. Para confirmar que la calcinación ha sido total se vuelven a calcinar a 1000 °C durante una hora, tras la cual se vuelven a pesar y así calcular la pérdida de calcinación.

A continuación se muele la muestra y se pesan 100 mg. de roca que se mezclan con 750 mg. de fundente (tetraborato de litio). Esta mezcla, colocada en crisoles de carbono vitrificado, es fundida durante 20 minutos a 1000 °C en una campana de fusión con atmósfera neutra de argón. Enfriados a temperatura ambiente, se le añade a cada crisol 20 ml. de disolvente cuya composición es la siguiente: 10% de ClH 10 M, 40% de glicerina bidestilada y 50% de agua desmineralizada. La puesta en solución se hace durante una hora en una rampa de agitación magnética calentando a 80 °C. La solución se pasa a un matraz de 25 ml. en el que se reajusta con agua destilada, posteriormente es filtrada y guardada en un tubo de plástico. La concentración final de la roca en la solución es de 4 g/l.

Para medir el contenido en boro no se puede utilizar esta disolución debido al uso de tetraborato de litio como fundente. Así pues, ha sido necesario hacer una segunda preparación de cada muestra esta vez empleando fosfato de litio en la fusión.

#### B) Técnicas analíticas utilizadas.

Tres son las técnicas utilizadas para medir el contenido en los elementos cuantificados.

Los elementos mayores y menores (Si, Al, Mg, Fe, Ca, Mn y Ti) han sido analizados mediante espectrometría de emisión de arco (cuantómetro). El equipo utilizado, marca ARL, con un dispositivo de electrodo rotativo, tiene una multifuente de

corriente de arco tipo 6900. La óptica se compone de 30 conjuntos rendija - espejo - fototubo reglados para las líneas espectrales de los diferentes elementos. El intervalo del espectro accesible va de 1900 a 6900 Å.

Na y K han sido analizados mediante espectrometría de emisión de llama. El espectrómetro es el modelo EEL 450 de Corning Medical. Posee un quemador alimentado por propano y aire comprimido y un sistema de inyección del líquido a analizar. El conjunto fotoeléctrico digitalizado mide la intensidad de las líneas del Na (5889.9 Å) y del K (7664.9 Å).

Finalmente, los elementos traza (Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, Zn, Cu, Sc, Y y Zr) y el fósforo han sido analizados mediante espectrometría de emisión de plasma por acoplamiento inductivo (ICP). El equipo utilizado, ARL 35000 C, permite el análisis secuencial de los elementos seleccionados (Samuel et al., 1985). El plasma se alimenta con un caudal de argón nebulizado junto al líquido a analizar. El intervalo espectral va de 2000 a 6500 Å con una resolución de 0.22 Å.

Los resultados de los elementos mayores están dados en % de óxidos con un error analítico del 2%. Los resultados de los elementos traza vienen expresados en ppm. con un error analítico del 10%

Los datos de los análisis químicos de la fracción  $<2\mu$  y de roca madre han sido tratados estadísticamente. Se han calculado valores medios, desviaciones estándar y coeficientes de correlación. Posteriormente se ha efectuado un análisis de componentes principales (ACP) y su consiguiente análisis factorial, así como una clasificación jerárquica ascendente (CJA). Los programas de ordenador empleados para el (ACP) y la (CJA) son los editados respectivamente por SAS y ADADD (SAS, 1988; Benzecri, 1973; Lebart et al, 1982; Benzecri et al, 1984). Las variables han sido centradas y estandarizadas. La clasificación jerárquica ascendente agrupa muestras según la

distancia euclídea entre las diferentes variables que en este caso son los elementos analizados seleccionados al efecto.

#### II.2.4.- Estudio isotópico.

El estudio de los isótopos estables contenidos en rocas sedimentarias es empleado cada vez más como una técnica útil para el conocimiento del origen y evolución de los sedimentos. Así, se puede deducir la fuente que aporta ciertos elementos, las reacciones en las que están implicados, y las propiedades físico-químicas de los medios de depósito que controlaron la acumulación de los sedimentos tales como paleotemperatura, paleosalinidad, grado de diagénesis etc.

Con este objeto se ha realizado un análisis isotópico sobre muestras seleccionadas pertenecientes a las dos cuencas estudiadas. Los análisis se han realizado en los laboratorios de Krueger Enterprises, Inc. de Cambridge, Massachusetts, EEUU. En concreto se han analizado los isótopos del carbono ( $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$ ) y del oxígeno ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ) en los carbonatos de los sedimentos estudiados, y del azufre ( $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ ) de los yesos recogidos tanto en la cuenca de Sorbas como en la de Vera.

El procedimiento empleado es descrito a continuación de forma separada para los carbonatos y los sulfatos.

Las muestras carbonatadas analizadas son margas que poseen un contenido variable de minerales silicatados. Por lo tanto, y a fin de obtener los isótopos pertenecientes sólo a la fase carbonatada, se ha utilizado como ácido para la obtención del  $\text{CO}_2$  el ácido fosfórico, ya que las arcillas no reaccionan con él. Así pues, unos pocos mg. de muestra molida en mortero de ágata se han hecho reaccionar con ácido ortofosfórico 100% a 50 °C. A esta temperatura la calcita reacciona por completo en 30 minutos, mientras que la dolomita requiere varias horas para ser atacada

totalmente. Una vez que la reacción ha finalizado, el CO<sub>2</sub> obtenido es separado y purificado criogénicamente para ser analizado en el espectrómetro. El espectrómetro de masas utilizado es un VG 903 Isogas de colector triple. El gas de referencia utilizado para los análisis es el CO<sub>2</sub> generado por la reacción de ácido fosfórico con una muestra de mármol de Vermont. La composición isotópica de este mármol está calibrada cuidadosamente con los patrones del National Bureau of Standards (NBS) y la IAEA. El estándar para la relación <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C es el PDB (<sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C = 0.011237) y para la relación <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O es el SMOW (<sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O = 0.0039948).

El procedimiento seguido para el análisis del sulfato (Yeso de las cuencas estudiadas) ha sido diferente. En primer lugar, y tras el molido de la muestra en mortero de ágata, se procede a la reducción de unos pocos mg. de sulfato a SH<sub>2</sub> mediante la reacción con una mezcla de ácido clorídrico, ácido yodídrico y ácido hypofosforoso en ebullición. El SH<sub>2</sub> obtenido se pasa a través de una solución de acetato de cadmio. El SCd es filtrado, lavado y secado y a continuación se procede a su combustión en atmósfera de oxígeno a 1300 °C para producir SO<sub>2</sub>, el cual es analizado en el espectrómetro de masas, también un VG Isogas 903. El gas de referencia utilizado es el SO<sub>2</sub> producido por combustión de una muestra de azufre en polvo. La composición isotópica de este material está calibrada con el de la Troilita del Cañón del Diablo (<sup>34</sup>S/<sup>32</sup>S = 0.0450045).

Se realiza la comparación de la relación isotópica de la muestra analizada con la del estándar. Los resultados se expresan en %. de la diferencia relativa de la razón isotópica entre la muestra analizada y el estándar (δ). Usando el azufre como ejemplo, el cálculo es el siguiente:

$$\delta^{34}\text{S} = \left[ \frac{\left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \text{ muestra} \right)}{\left( \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \text{ estándar} \right)} - 1 \right] \times 1000$$

donde  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  estándar = 0.0450045, valor aceptado internacionalmente de la relación  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  de la Troilita del Cañón del Diablo. La precisión analítica de los resultados es de  $\pm 0.1\%$ . . Los datos obtenidos han sido tratados estadísticamente.



### III. ANALISIS MINERALOGICO DE LAS SERIES ESTUDIADAS.

En este capítulo se exponen los datos obtenidos tanto a partir de la difracción de rayos X como de la microscopía electrónica, incluidos los resultados del microanálisis realizado en TEM y SEM.

El estudio se ha estructurado de la siguiente forma: al principio de cada una de las series se indica su localización geográfica y se enmarca geológicamente en la zona. A continuación se presenta la descripción litológica de los materiales y el método por el cual se ha llegado a deducir sus edades.

Los datos mineralógicos y cristaloquímicos vienen recogidos en tablas, gráficos y figuras, de los que se comentan los aspectos más destacables.

Por último, se expresa la composición química de los minerales determinada a partir de microscopía electrónica analítica (AEM).

### III.1.- SERIE DEL CERRO COSCOJAR.

Esta serie tradicionalmente se ha incluido dentro de la Formación Turre, definida por Völk & Rondeel en 1964. Se sitúa al Sur de la localidad de Vera y al Este de la carretera de Almería, cerca de la rambla del Salvador del Nuño, y constituye el denominado cerro Coscojar. En la figura III.1.1 se representa su localización geográfica así como su entorno geológico.

Fig.III.1.1.- Localización geográfica y esquema geológico del sector del Cerro Coscojar. 1: margas y turbiditas messinenses, 2: rocas volcánicas, 3: olistostroma con yesos, 4: olistostroma con corales, 5: Conglomerados, arenas y margas del Plioceno, y 6: aluvial cuaternario.

En esta zona, ya descrita por Barragán (1987), encontramos discordantemente sobre las turbiditas del Miembro Santiago y sobre las coladas de lamproítas que en ellas se intercalan, un conjunto olistostrómico que rellena un paleorrelieve a veces de perfiles abruptos, cuya potencia y naturaleza varía localmente. De abajo a arriba podemos distinguir los siguientes términos:

Margas limosas blancuzcas entre las que se intercalan potentes

bancos de hasta dos metros de conglomerados dispuestos en forma de abanicos, el ápice de éstos se dispone apoyado sobre el paleorrelieve de las turbiditas. Los cantos que los constituyen son de areniscas turbidíticas y de rocas volcánicas, y debido a su disposición podemos deducir que representan sucesivas coladas de mud-flow o debris-flow. A lo largo de este término es frecuente la presencia de madera silicificada.

A continuación, y a través de un paso gradual, se sitúa un tramo margoso de color gris amarillento masivo y monótono, si bien hay algunos olistolitos de yeso, y que termina en su parte superior con una sucesión de niveles areniscosos turbidíticos poco potentes, por lo general menos de diez centímetros.

Cubriendo los tramos anteriores, o bien directamente sobre las turbiditas messinienses infrayacentes, se sitúa un conjunto de potencia muy variable y naturaleza fundamentalmente margosa, similar en aspecto y color al tramo anterior, pero que se diferencia de éste por contener englobados abundantes olistolitos caóticamente repartidos y con tamaños que van desde el de un guijarro hasta unos cien metros cúbicos. La naturaleza de estos cantos y bloques es fundamentalmente de yeso (tanto en facies alabastro como selenita), travertinos y areniscas procedentes de las turbiditas messinienses. También hay madera silicificada. Los cantos de yeso a veces aparecen recubiertos de una película de unos dos milímetros de calcedonia, que según revela su estudio microscópico (Barragán y Pascual, 1988) se ha formado en un ambiente característico de disolución y desmantelamiento de evaporitas. En determinadas zonas, aparecen cuerpos estratoides areniscosos de hasta dos metros de potencia, sin estructura interna y a veces fuertemente deformados, que se acuñan rápidamente.

Por último, coronando el cerro Coscojar y otros relieves circundantes, aparecen abundantes bloques de calizas arrecifales, sin estructuración y caóticamente dispuestos, englobados en una

matriz margosa y acompañados a veces por numerosos cantos de rocas metamórficas. Hay bloques con facies características de construcción arrecifal, mezclados con otros de talud arrecifal. Se trata de bloques de construcciones de porites, características del Messiniense.

En algunos afloramientos se plantea la duda de considerar si las calizas arrecifales representan solamente bloques movidos en el seno del olistostroma, o bien se trata de restos desmantelados de construcciones arrecifales que se instalaron sobre el depósito olistostrómico.

En la cumbre del cerro Coscojar aparece una sucesión de aproximadamente dos metros de gravas y arenas bien estratificadas, con cantos de calizas arrecifales y de rocas metamórficas, que parece ser el recubrimiento final del episodio olistostrómico.

Los materiales se han datado mediante nannoplancton y foraminíferos y la edad obtenida corresponde al Messiniense superior; serían depósitos postevaporíticos con yesos formados durante la crisis de la salinidad.

#### **DATOS MINERALOGICOS.**

En la figura III.1.2 se recoge la columna estratigráfica de la serie y la mineralogía tanto de la muestra total como de arcillas de las muestras estudiadas.

##### **A) Mineralogía global.**

Los minerales presentes en esta secuencia son filosilicatos, calcita, dolomita, cuarzo y feldespatos; además encontramos yeso, ópalo CT, goethita y ceolitas como componentes minoritarios.

Fig III.1.2.- Mineralogía y litología de la serie del Cerro Coscojar. a: turbiditas con intercalaciones de veritas, b: margas, c: limos margosos, d: travertinos, e: yeso, f: coral, g: areniscas, h: conglomerados, i: madera fósil; 1: ceolitas, 2, yeso, 3: feldespatos, 4: cuarzo, 5: dolomita, 6: calcita, 7: filosilicatos, 8: paragonita, 9: caolinita+clorita, 10: illita y 11: esmectitas

Los filosilicatos representan una media del 38% del total de la muestra, si bien por lo general alcanzan valores superiores al 40%. Es en tramos detríticos, como pequeños niveles turbidíticos o areniscas, donde su porcentaje desciende al 11%.

Calcita y dolomita se distribuyen regularmente a lo largo de toda la serie, sus valores medios son 32% y 8% respectivamente.

Cuarzo y feldespatos muestran porcentajes medios del 15 y 5%

y sólo en los niveles areniscosos incluidos en el olistostroma alcanzan concentraciones más elevadas.

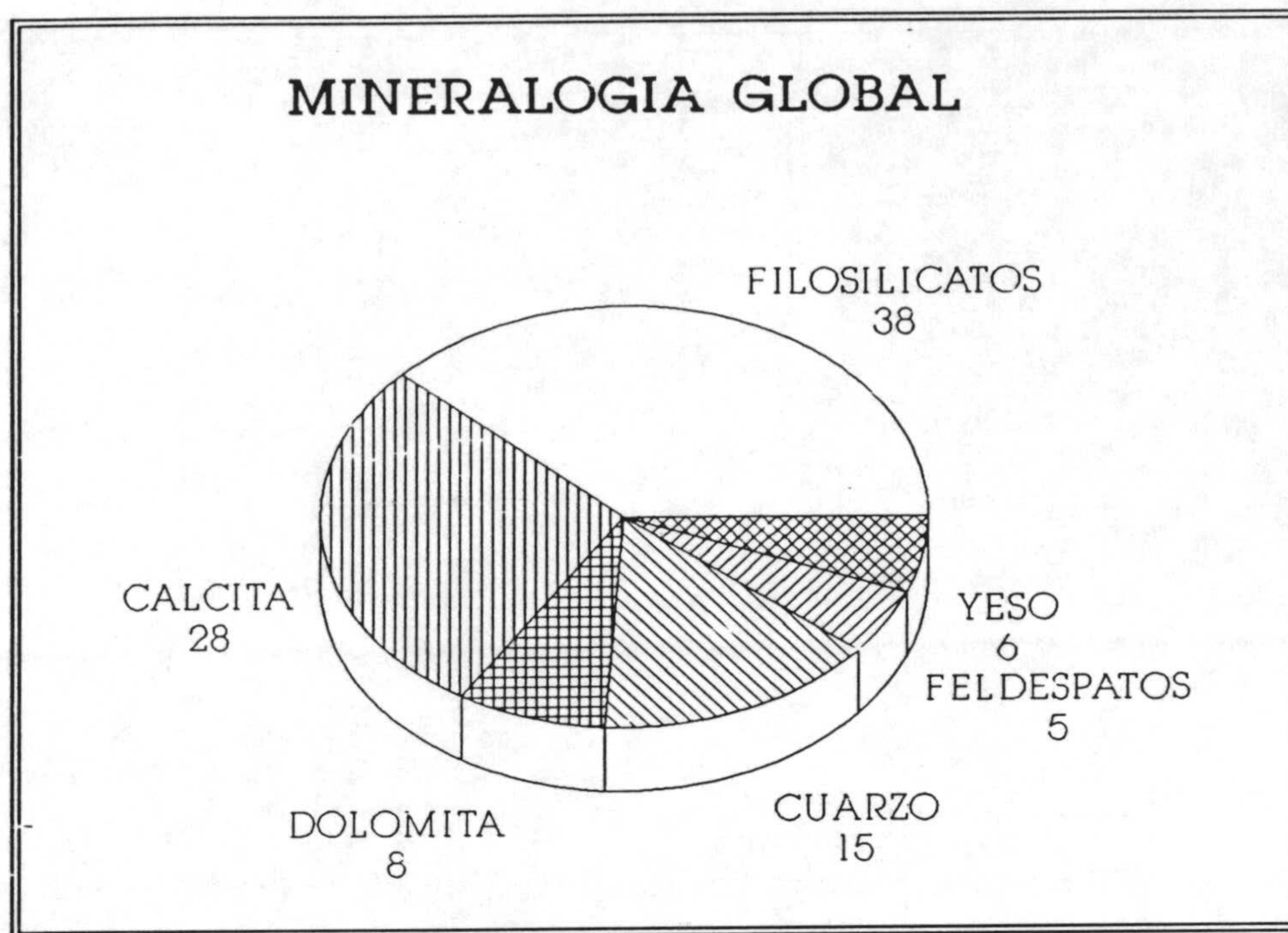


Fig.III.1.3.- Mineralogía global media de la secuencia del cerro Coscojar.

El yeso se sitúa en el conjunto olistostrómico de la serie con porcentajes por lo general inferiores al 5%; en algunas muestras del resto de la secuencia aparece como trazas.

El ópalo CT y la goethita aparecen puntualmente como indicios. Por último, las ceolitas se encuentran en los niveles areniscosos incluidos dentro del olistostroma. Sus proporciones en esas muestras oscilan alrededor del 5%.

En la figura III.1.3 se recoge la mineralogía global media de la secuencia.

#### **B) Mineralogía de arcillas.**

## B) Mineralogía de arcillas.

La figura III.1.4 representa la mineralogía de arcillas media para las fracciones  $<2 \mu\text{m}$  y comprendida entre 2 y  $20 \mu\text{m}$  de la serie.

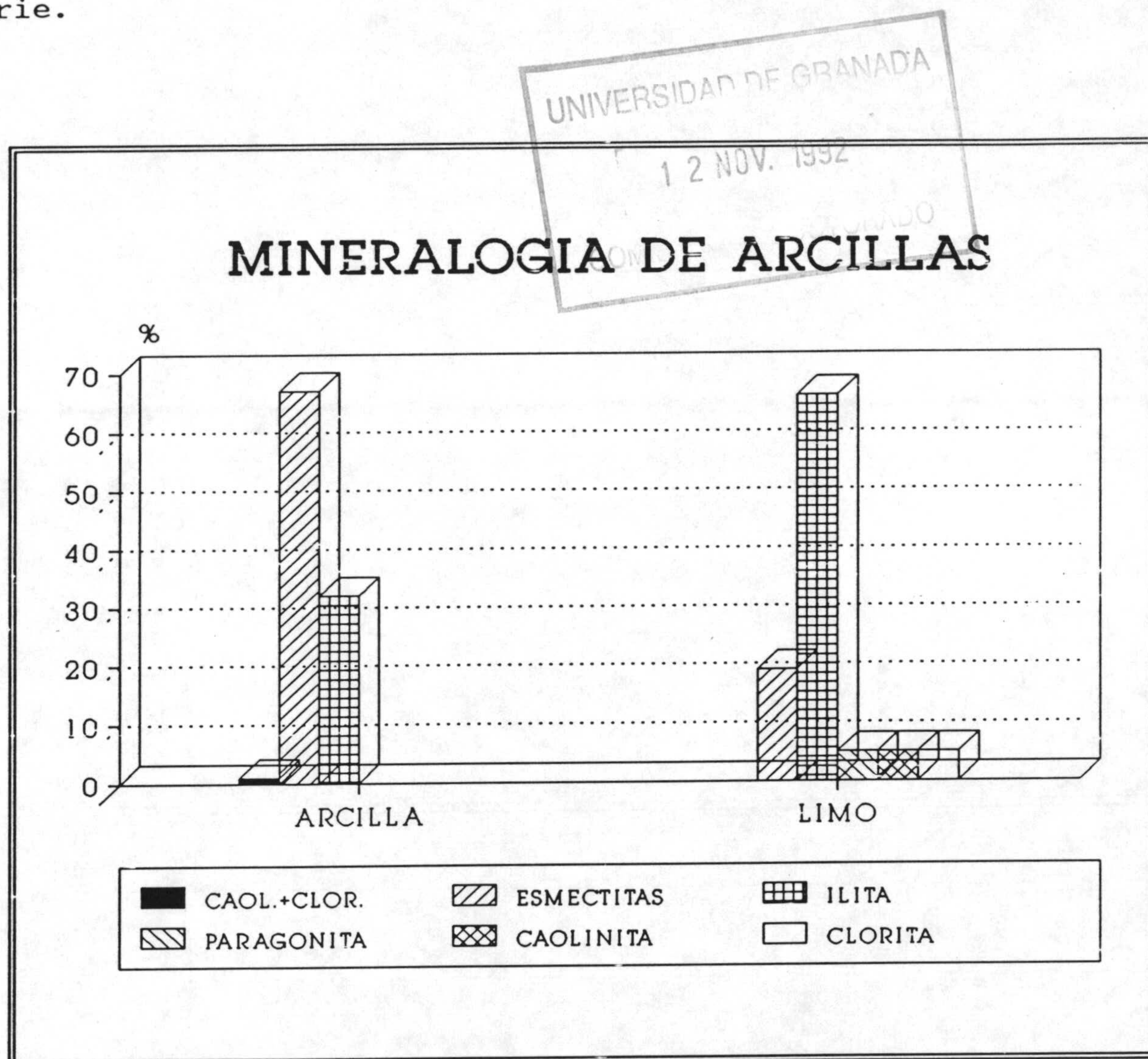


Fig.III.1.4.- Mineralogía de arcillas media de las fracciones arcilla y limo de la serie del Cerro Coscojar.

Si bien las proporciones de una fracción a otra son distintas, la mineralogía de arcillas tanto de la fracción arcilla como de la

fracción limo, está constituida por esmectitas, illita, caolinita, clorita, paragonita e interestratificados illita-esmectita.

En la fracción menor de dos micras el componente mayoritario son las esmectitas e interestratificados illita-esmectita, con un valor medio del 67%. La illita muestra porcentajes semejantes en toda la secuencia con un valor medio del 32%.

En la fracción limo los porcentajes se invierten; la illita pasa a ser la fase mayoritaria con un 66% del total y las esmectitas se reducen al 19%.

La paragonita está presente como trazas en la fracción  $<2 \mu\text{m}$  y se concentra en la fracción limo con un contenido medio del 5%. Proceso similar le ocurre a la clorita y la caolinita, que en la fracción arcilla generalmente están incluidas como trazas, y en la fracción de 2 a  $20 \mu\text{m}$  muestran porcentajes del 8% y 5% respectivamente.

Los interestratificados illita-esmectitas son de tipo random u ordenados al azar y su porcentaje, tal y como se explicó en el apartado de metodología, se incluye en el de esmectitas.

### **C) Parámetros cristalográficos.**

Los resultados obtenidos de la medición de algunos parámetros cristalográficos de los filosilicatos, vienen recogidos en la tabla III.1.1

Tabla III.1.1.- Parámetros cristalográficos de filosilicatos de las fracciones arcilla y limo y de cantos de la serie del cerro Coscojar.



Fracción <2  $\mu\text{m}$ : 1: d 002 ilita, 2: crist. ilita 002, 3: crist. ilita 004; Fracción 2-20  $\mu\text{m}$ ; 4: d 002 ilita, 5: d 002 parag., 6:  $^{\circ}2\theta$  ilita-paragonita, 7: d 001 clorita, 8: crist. ilita 002, 9: crist. ilita 004, 10: crist. parag. 004, 11: crist. clorita 003, 12:  $b_0$  ilita.

De los datos expuestos en la tabla anterior podemos resaltar los siguientes puntos:

Los valores del espaciado basal de las ilitas se corresponden con contenidos bajos en sodio (Evans & Guidotti, 1966). La relación  $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$  tiene un valor medio de 0.14.

La cristalinidad de la ilita es más baja en la fracción limo en la que presenta valores de  $^{\circ}2\theta$  muy bajos (0.18), propios de micas heredadas de materiales metamórficos que no han sufrido deterioro durante el transporte.

La cristalinidad obtenida a partir de la reflexión a 10 Å en la fracción arcilla (0.43 de media) no ha podido medirse en todas las muestras, ya que en la mitad de ellas la presencia de interestratificados ilita - esmectita produce, en la reflexión de la ilita, una cola hacia ángulos bajos que hace que se una con la bajada de la reflexión (001) de las esmectitas.

Igualmente, son propias de detríticas la cristalinidad que presentan las cloritas.

Los resultados de la medición del parámetro  $b_0$  de las ilitas son propios de contenidos moderados de Fe + Mg (Hunzinker et al., 1986). Este parámetro se ha medido para micas presentes en cantos de rocas metamórficas englobados en los conglomerados basales de la secuencia.

El espaciado basal de las cloritas es elevado; su media es de

14.196.

Como se puede observar en la figura III.1.5, en la que se representa triangularmente la relación de intensidades basales de las ilitas, éstas son de tipo fengítico (modificado de Rey y Kübler (1983) para un difractómetro con rendija automática).

Fig. III.1.5.- Relación de intensidades de las micas presentes en la serie del Cerro Coscojar. : fracción arcilla, : fracción limo.

#### **D) Microscopía electrónica. Microanálisis.**

En la tabla III.1.2 se ofrecen las composiciones químicas obtenidas mediante microanálisis EDS en TEM. Se han determinado proporciones atómicas de ilitas, esmectitas e interestratificados ilita-esmectita.

Tabla III.1.2.- Proporciones atómicas de ilitas, esmectitas e interestratificados I-S del afloramiento del cerro Coscojar.\*

\*Se han excluido de esta tabla los datos correspondientes a los minerales presentes en las areniscas situadas en la parte superior del olistostroma por presentar características especiales. Estos datos se expondrán en la tabla III.2.3, junto a otros semejantes de la serie de Garrucha.

A la hora de analizar los datos anteriores hay que tener en cuenta varias salvedades. Todo el hierro se da como férrico, si bien parte de él es de suponer ferroso. Los análisis de ilitas y esmectitas muy probablemente correspondan a partículas con algunas capas de la fase contraria, es decir, dentro de las ilitas habría alguna capa de esmectita y viceversa. Esto explicaría la alta proporción de potasio en las esmectitas y las elevadas cantidades de hierro y magnesio en las ilitas. Todos los comentarios que de aquí en adelante se hagan de los análisis químicos de los minerales habrá pues que contemplarlos desde este punto de vista.

Por lo que se refiere a los análisis obtenidos en esta secuencia se puede observar como las esmectitas son beidellitas aluminico-férricas, siendo potasio el catión dominante en la

intercapa. Las ilitas son fengitas con valores de silicio superiores a 3 y aluminio octaédrico inferior a 1.7. Los interestratificados I-S muestran composiciones químicas intermedias entre los dos términos anteriormente descritos.

### III.2.- SERIE DE GARRUCHA.

Al igual que la serie anterior, estos materiales se corresponden con parte de la Formación Turre de Völk y Rondeel (1964). Se sitúa al SW de Garrucha, en las inmediaciones del cerro de la Raja. Tanto su localización geográfica como su encuadre geológico se muestran en la figura III.2.1.

Fig. III.2.1.- Localización geográfica y esquema geológico de la serie de Garrucha. 1:basamento alpujárride y nevado-filábride, 2:margas y areniscas del Mioceno inferior y medio, 3:conglomerados y turbiditas messinienses, 4:margas y turbiditas messinienses, 5:margas y limos messinienses, 6: margas y limos tortonienses, 7:olistostroma con yesos, 8:olistostroma con corales, 9:areniscas y margas pliocenas, 10:cuaternario

Se trata de un conjunto olistostrómico ya estudiado por Montenat (1976) y por Alvado (1986). El olistostroma recubre discordantemente un paleorrelieve acusado, que está formado por calizas de algas y calcarenitas de la base del Messiniense y por rocas más antiguas, verticalizadas e intensamente afectadas por la fracturación ligada a la zona de desgarre de Palomares, que es

justamente el límite de la cuenca de Vera por el Este.

Fundamentalmente está constituido por margas grisáceas y amarillentas que engloban enormes cuerpos de yeso, generalmente alabastrino y más raramente selenítico, de tamaño tan grande, que a veces conservan su estratificación original; pueden alcanzar los mil metros cúbicos. Hay también abundantes cantos de areniscas procedentes de las turbiditas messinienses y otros procedentes de sedimentos más antiguos.

Se ha encontrado madera silicificada y algunos clastos de travertinos; por contra llama la atención la escasa representación de calizas arrecifales.

Montenat et al. (1974) sitúan la edad de este conjunto en la base del Plioceno. Sin embargo, y si consideramos la correlación entre esos materiales y los del Cerro Coscojar, la edad de los mismos, sería Messiniense terminal. En cualquier caso, es evidente que la edad propugnada para el conjunto olistostrómico es muy próxima al tránsito Mioceno -Plioceno.

#### **DATOS MINERALOGICOS.**

En la figura III.2.2 se han representado conjuntamente la columna litológica y la mineralogía tanto global como de arcillas de la secuencia de Garrucha.

##### **A) Mineralogía global.**

En esta secuencia aparecen filosilicatos, calcita, dolomita, yeso, cuarzo y feldespatos; de forma similar a la serie Coscojar goethita, ópalo CT y ceolitas se encuentran como accesorios, además aparecen de forma muy puntual pirita y sulfatos hidratados.

Fig.III.2.2.- Mineralogía y litología de la serie de Garrucha. a:margas b:travertinos, c:yesos, d:corales, e: areniscas, f:conglomerados y arenas, g:madera fósil; 1:ceolitas, 2:yeso, 3:feldespatos. 4:cuarcos, 5:dolomita, 6:calcita, 7:filosilicatos, 8:caolín+clorita. 9:paragonita, 10:ilita, 11:esmectitas.

La fase mineralógica más abundante son los filosilicatos, con un porcentaje medio del 31%, si bien presenta una oscilación que va desde el 15 al 45%. Similar rango de variación presenta la calcita, con un valor medio del 26%.

La dolomita y el yeso se encuentran en proporciones muy variables que van desde el 3 al 36% para la dolomita y desde trazas al 50% para el yeso; sus porcentajes medios son 12 y 15% respectivamente.

Cuarzo y feldespatos también aparecen asociados, mostrando

máximos y mínimos comunes con porcentajes medios del 12% para el cuarzo y 4% para los feldespatos.

La figura III.2.3 representa la mineralogía global media de la secuencia de Garrucha.

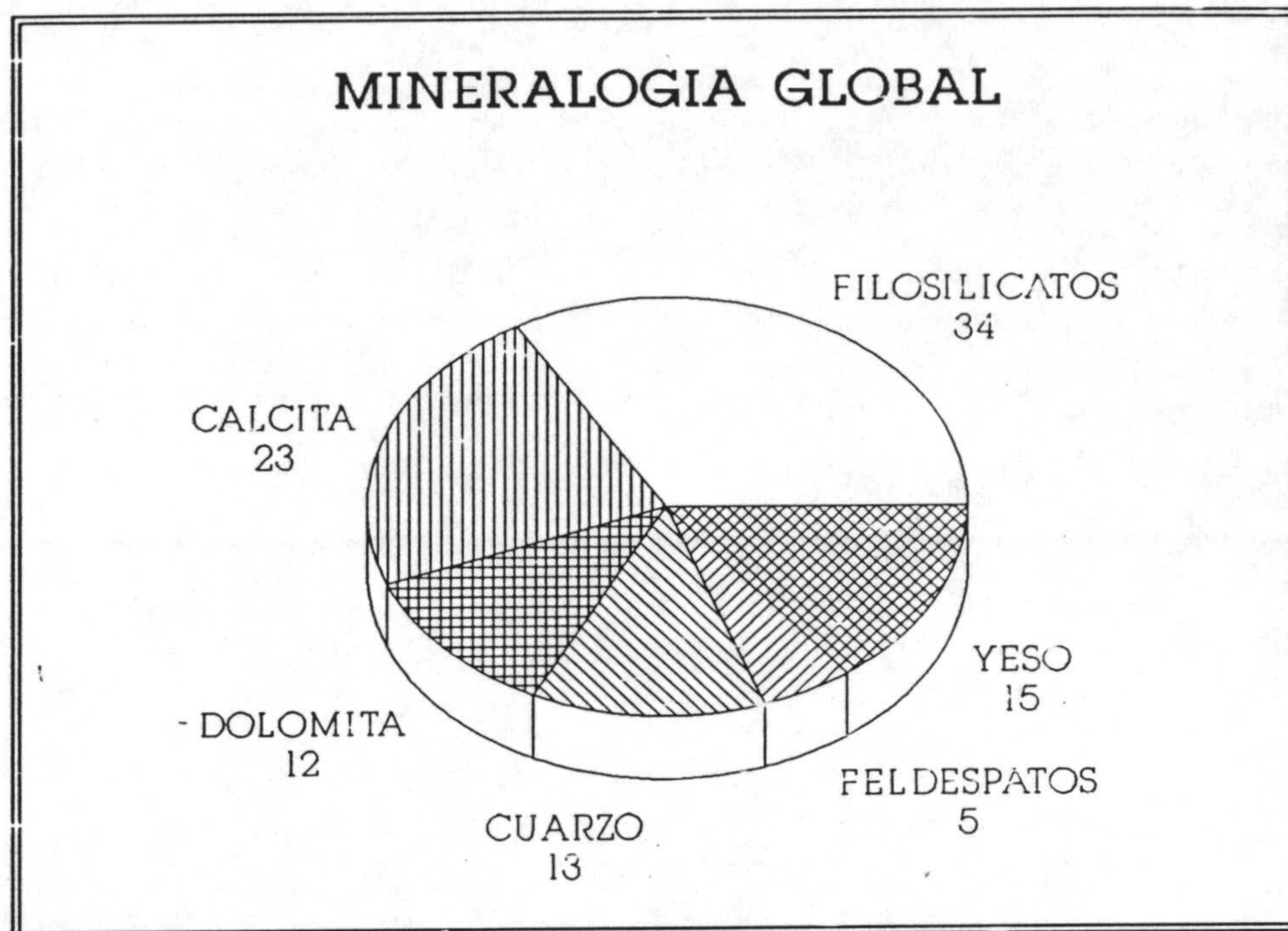


Fig. III.2.3.- Mineralogía global media de la serie de Garrucha.

En cuanto a los componentes minoritarios, el ópalo CT y la goethita están distribuidos irregularmente a lo largo de la columna. Las ceolitas aparecen, en una posición totalmente análoga a la presentada en la serie del cerro Coscojar, sólo en la muestra GR11, correspondiente a los niveles de areniscas que se sitúan en la parte alta del olistostroma.

#### B) Mineralogía de arcillas.

La mineralogía de arcillas está constituida fundamentalmente por esmectitas, illita e interestratificados illita-esmectita. Las primeras son las dominantes en la fracción arcilla y las segundas



en la fracción limo.

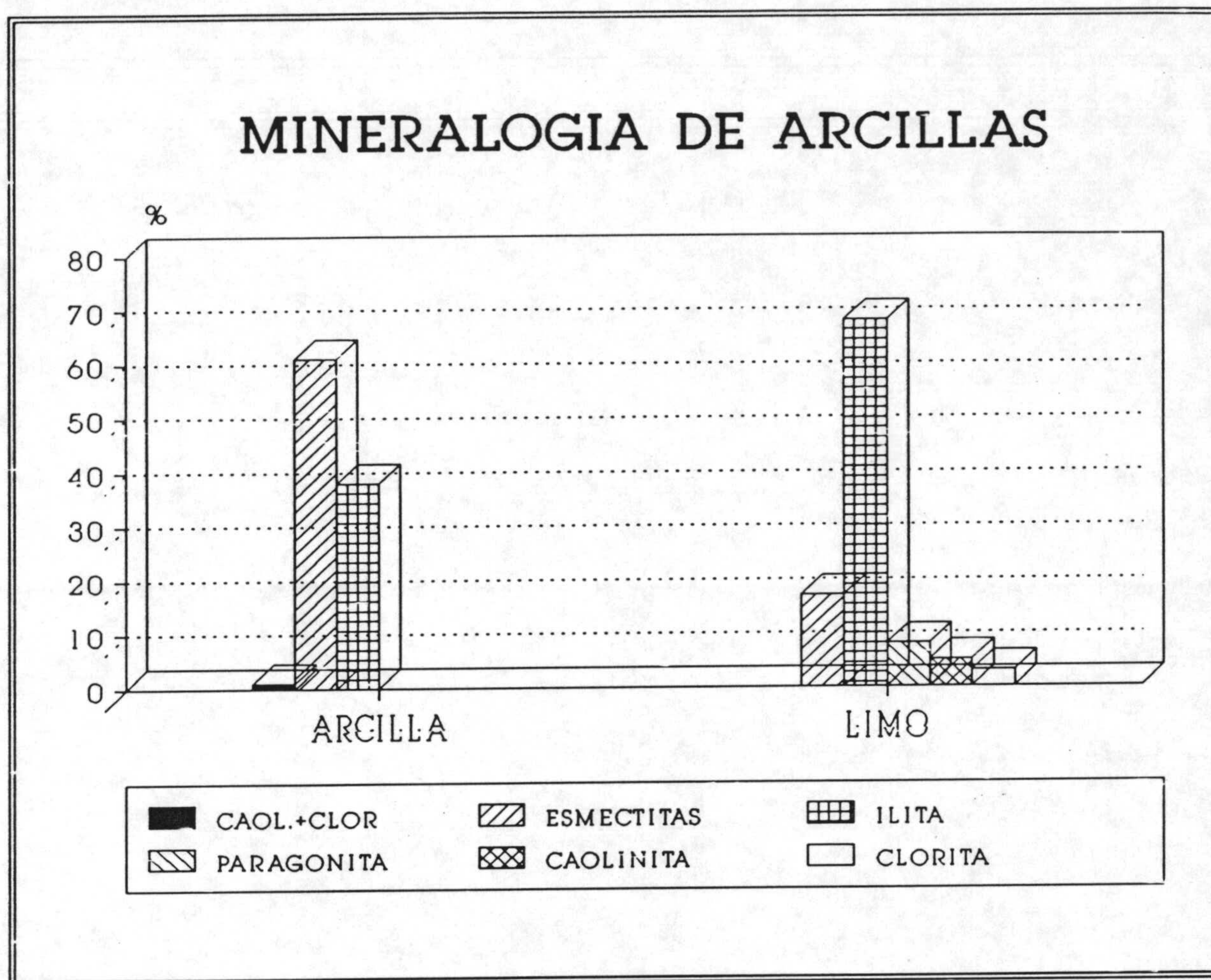


Fig. III.2.4.- Mineralogía de arcillas de las fracciones arcilla y limo de la serie de Garrucha.

Por lo que se refiere a la fracción  $<2 \mu\text{m}$ , las esmectitas e interestratificados presentan un alto rango de variación (47 al 80%). La ilita también tiene porcentajes variables pero en menor escala (20-45%).

Además de esmectitas e ilitas y sus interestratificados, también se ha identificado paragonita, caolinita y clorita; las tres fases como trazas en la fracción arcilla y con porcentajes cercanos al 8% en la fracción comprendida entre 2 y  $20 \mu\text{m}$ .

Los contenidos medios de cada mineral en esta secuencia, para ambas fracciones, se muestran en la figura III.2.4.

### C) Parámetros cristalográficos.

En la tabla III.2.1 se presentan los valores que se han obtenido de la medición de los parámetros cristalográficos de filosilicatos en ambas fracciones.

Tabla III.2.1.- Parámetros cristalográficos de la serie de Garrucha medidos en las fracciones arcilla y limo.

Fracción <2  $\mu\text{m}$ : 1:d 002 ilita, 2:crist. ilita 002, 3:crist. ilita 004; Fracción 2-20  $\mu\text{m}$ : 4:d 002 ilita, 5:d 002 parag., 6:  $^{\circ}2\theta$  ilita-paragonita, 7:d 001 clorita, 8:crist. ilita 002, 9:crist. ilita 004, 10:crist. parag. 004, 11:crist. clorita 003.

El espaciado basal de las ilitas (9.965) se corresponde con contenidos bajos de Na.

Al igual que en la serie anterior, la presencia de interestratificados no ha permitido medir la cristalinidad de la ilita en la reflexión a 10 Å en la fracción arcilla de todas las muestras. En las que ha sido posible, se ha obtenido un resultado medio de 0.42  $^{\circ}2\theta$ . Sin embargo, en la fracción limo, las ilitas presentan una cristalinidad mucho mayor (0.18), claramente indicativa de su procedencia detrítica.

El incremento angular entre las reflexiones 00,10 de la ilita y la paragonita presenta valores similares a los de la serie anterior (1.648).

De nuevo el espaciado basal de las cloritas es elevado, oscila entre 14.153 y 14.388.

Por último, las ilitas presentes en los sedimentos de la serie son de tipo fengítico, tal y como se deduce de la figura III.2.5.

Fig. III.2.5.- Representación triangular de la relación de intensidades de las micas en Garrucha. :fracción arcilla, :fracción limo.

#### **D) Microscopía electrónica. Microanálisis.**

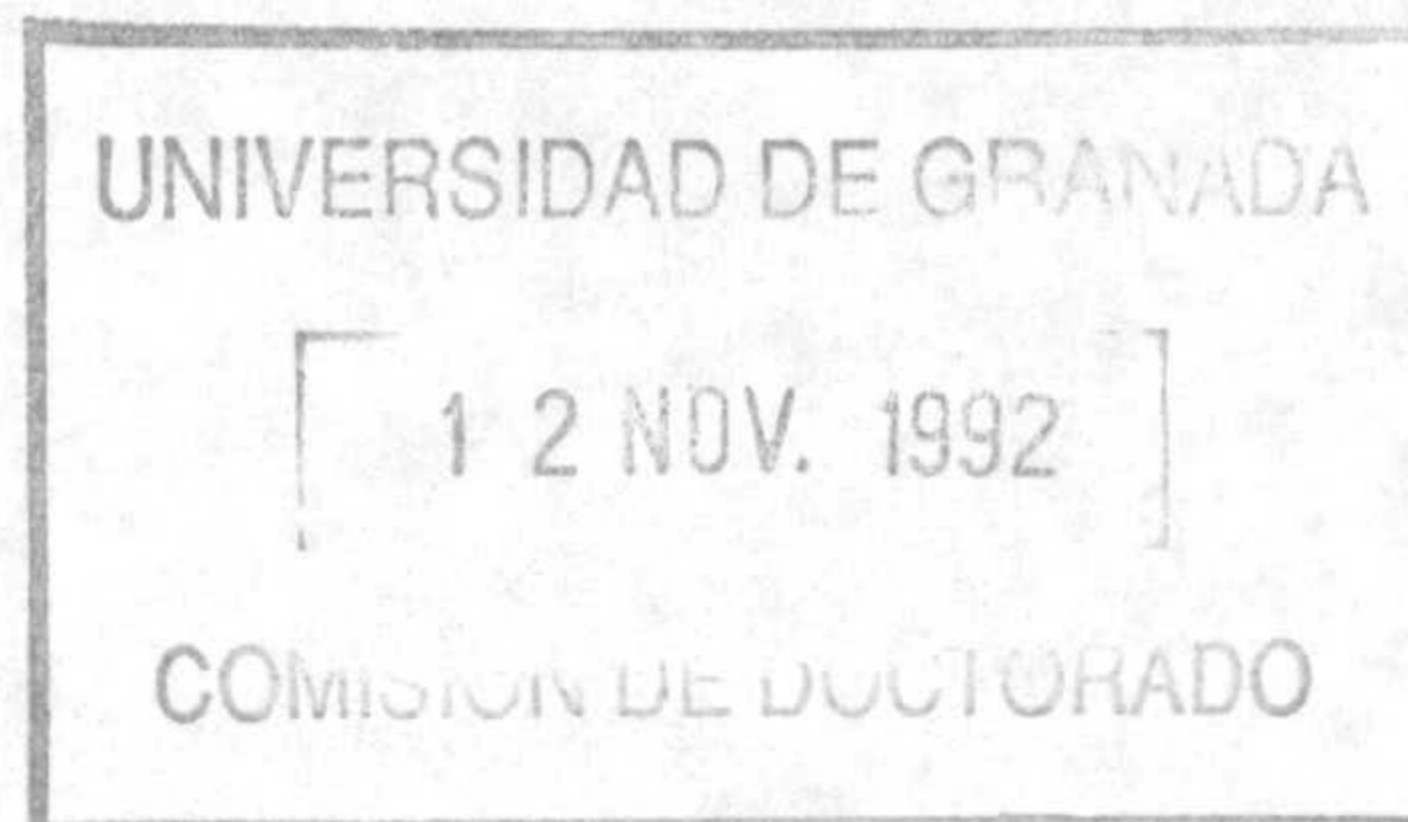
A partir de los datos obtenidos por microanálisis en microscopía electrónica de transmisión se han calculado las

composiciones para la illita, esmectitas e interestratificados que se ofrecen en la tabla III.2.2.

Tabla III.2.2.- Proporciones atómicas de illitas, esmectitas e interestratificados I-S de la serie de Garrucha.

De nuevo encontramos, al igual que en la serie anterior, esmectitas tipo beidellita aluminico-férrica y fengitas, así como interestratificados I-S con composiciones intermedias entre ambas.

De la tabla anterior, al igual que se hizo en la serie del Cerro Coscojar, se han excluido los análisis correspondientes a minerales de las areniscas presentes en la parte alta del olistostroma. En la tabla III.2.3. se exponen los datos de estos minerales.



La composición de las ilitas sigue siendo algo fengítica; sin embargo, y con respecto al resto de las dos series, las esmectitas presentan variaciones. Hay alguna beidellita alumínico-férrica, pero, en estas areniscas, la mayoría de ellas son beidellitas magnésicas, llegándose incluso a encontrar algunas saponitas alumínicas. Por lo que respecta a los interestratificados, la mayor parte son ilita-beidellita, no obstante también hay alguna ilita-beidellita magnésica.

### III.3.- SERIE DEL CERRO GARRAPANCHO.

Se sitúa al SO de la localidad de Vera y al Oeste de la carretera de Almería, en las inmediaciones del cerro Garrapancho. su situación geográfica y un esquema geológico se ofrece en la figura III.3.1

Fig.III.3.1.- Localización geográfica y esquema geológico de la serie del Cerro Garrapancho. 1:margas y turbiditas messinienses, 2:marga y limos messinienses, 3:arrecifes preevaporíticos, 4:olistostromas con coral, 5:arenas y margas del Plioceno, 6: Cuaternario aluvial.

El cerro Garrapancho marca una alineación topográfica y tectónica de dirección aproximada Este-Oeste, definida por una flexura de las turbiditas messinienses que llegan a verticalizarse. Sobre éstas se superponen margas y margas limosas coincidentes con las definidas por Völk (1967) como Miembro Abad. Entre las turbiditas y las margas existe una importante discordancia angular, pero no aparecen indicios de erosión ni de interrupción del depósito entre unas y otras. Los datos paleontológicos obtenidos del estudio de nannoplancton confirman la edad Messiniense de estos materiales, si bien las últimas muestras corresponden a niveles azoicos en los que no ha sido posible adjudicar una edad.

Entre las margas limosas se indentan taludes arrecifales que señalan una progradación hacia el Norte y el Este. Estas calizas arrecifales corresponden al Miembro Cantera definido por Völk (1967) y se extiende hacia el Noroeste en la zona del cerro Cantera.

Discordantemente sobre las turbiditas messinienses y sobre las margas limosas superiores, se encuentra un conjunto olistostrómico caótico, no muy extenso, con matriz margosa que engloba cantos y bloques de todos los tamaños de calizas arrecifales, cantos de areniscas de las turbiditas infrayacentes y cantos de rocas metamórficas. El conjunto es homogéneo, sin que se puedan identificar tramos; es significativa la ausencia de cantos de yeso.

Por último este conjunto olistostrómico es recubierto por los sedimentos de edad Plioceno que en su mayor parte se desarrollan en facies costeras.

#### DATOS MINERALOGICOS.

La mineralogía global y la mineralogía de arcillas, así como un esquema de la litología de esta secuencia está representada en la figura III.3.2.

Fig.III.3.2.- Mineralogía y litología de la serie del Cerro Garrapancho. a:turbiditas, b:margas, c:margas limosas, d:arrecifes de coral, e:conglomerados y arenas; 1:feldespatos, 2:yeso, 3:cuarzo, 4:dolomita, 5:calcita, 6:filosilicatos, 7:caolin.+clor., 8:paligorskita, 9:paragonita, 10:ilita, 11:esmectitas.

### A) Mineralogía Global.

Los minerales que componen los materiales de esta secuencia son por orden decreciente: filosilicatos, calcita, cuarzo, dolomita, feldespatos y yeso; también aparecen como accesorios ópalo CT y goethita.

La proporción de filosilicatos es bastante regular a lo largo de la secuencia con un valor medio del 46%.

La mineralogía global media de la secuencia está representada en la figura III.3.3

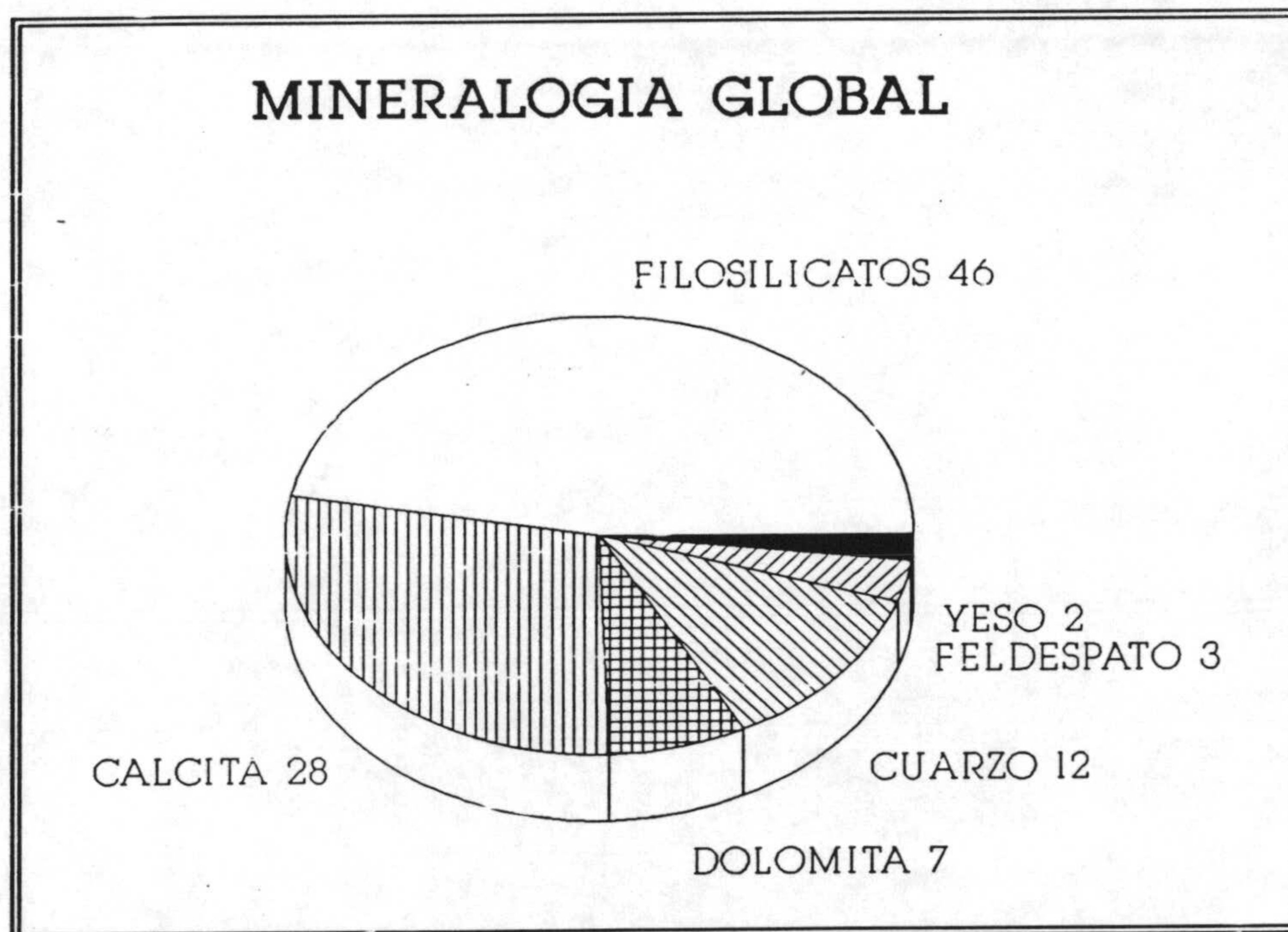


Fig. III.3.3.- Mineralogía global media de la serie del Cerro Garrapancho.

Calcita y dolomita se correlacionan negativamente hasta el punto de que en las muestras GP9 y GP10 se pasa de un 31% de dolomita y trazas de calcita, a un 35% de calcita y trazas de dolomita. A excepción de estas variaciones tan bruscas, en el resto



de las muestras los porcentajes se mantienen cercanos a los valores medios de 29% para la calcita y 7% para la dolomita.

Cuarzo (12%) y feldespatos (3%) no presentan tampoco grandes variaciones salvo para las dos muestras mencionadas anteriormente en las cuales presentan máximos en sus concentraciones.

El yeso es un componente que en la mayor parte de las muestras está ausente o como trazas; sólo en la muestra (GP8) supera el 5%, llegando hasta el 25%.

#### **B) Mineralogía de arcillas.**

En la mineralogía de arcillas destaca la presencia de paligorskita en la fracción  $<2 \mu\text{m}$  con un 29% como media, si bien hay muestras en las que llega a alcanzar hasta un 60% de la fracción arcilla. En la fracción limo, este mineral está ausente.

La fracción arcilla la completan esmectitas e interestratificados ilita-esmectita (42%), ilita (26%) y caolinita, clorita y paragonita que están incluidos como trazas.

Por contra en la fracción limo es la ilita la que casi llega a representar tres cuartas partes del total; el resto lo constituyen esmectitas (15%), paragonita (6%), caolinita (5%) y clorita (4%).

Podemos ver la composición media de la mineralogía de arcillas de las fracciones  $<2 \mu\text{m}$  y de  $2-20 \mu\text{m}$  en la figura III.3.4.

## MINERALOGIA DE ARCILLAS

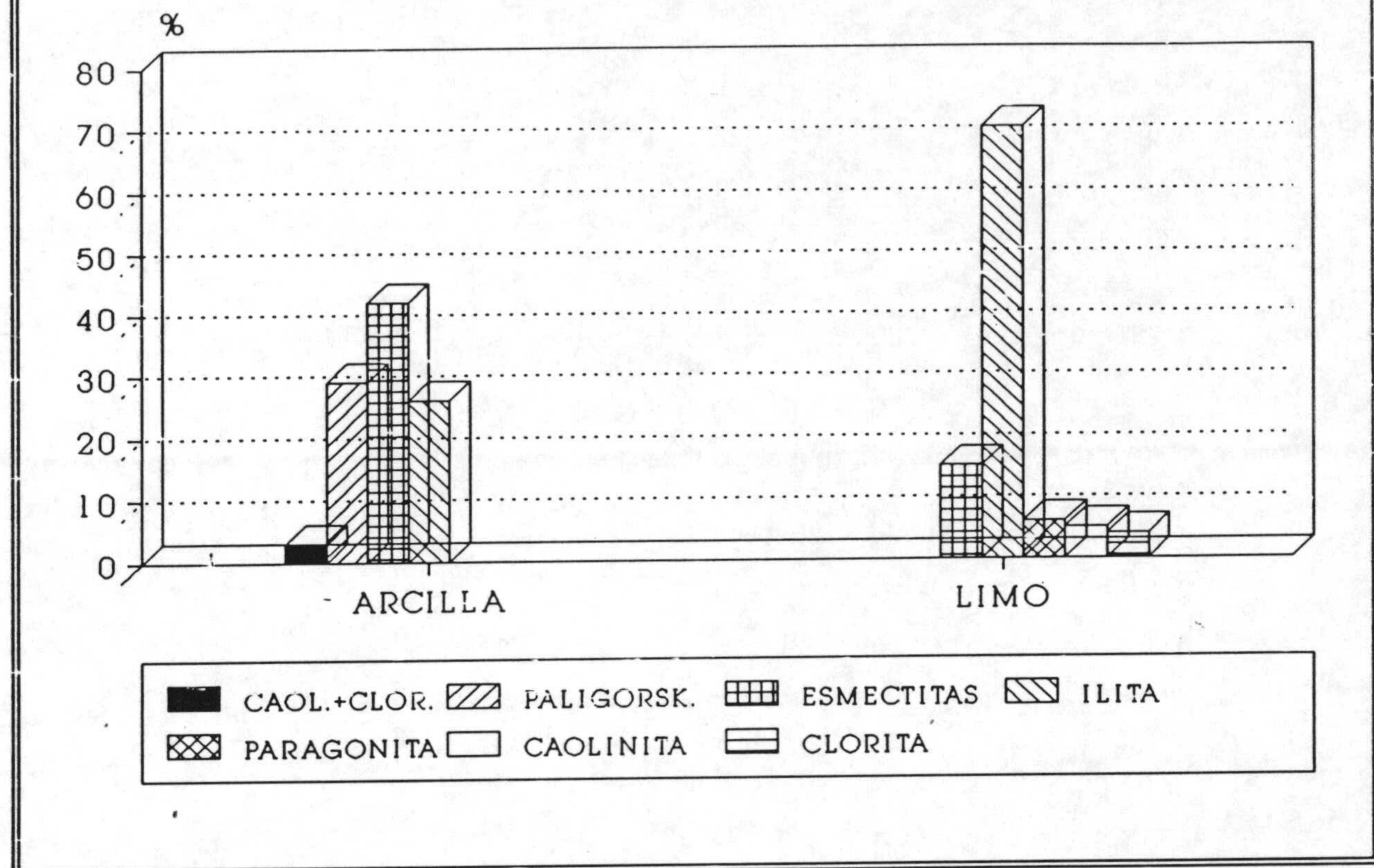
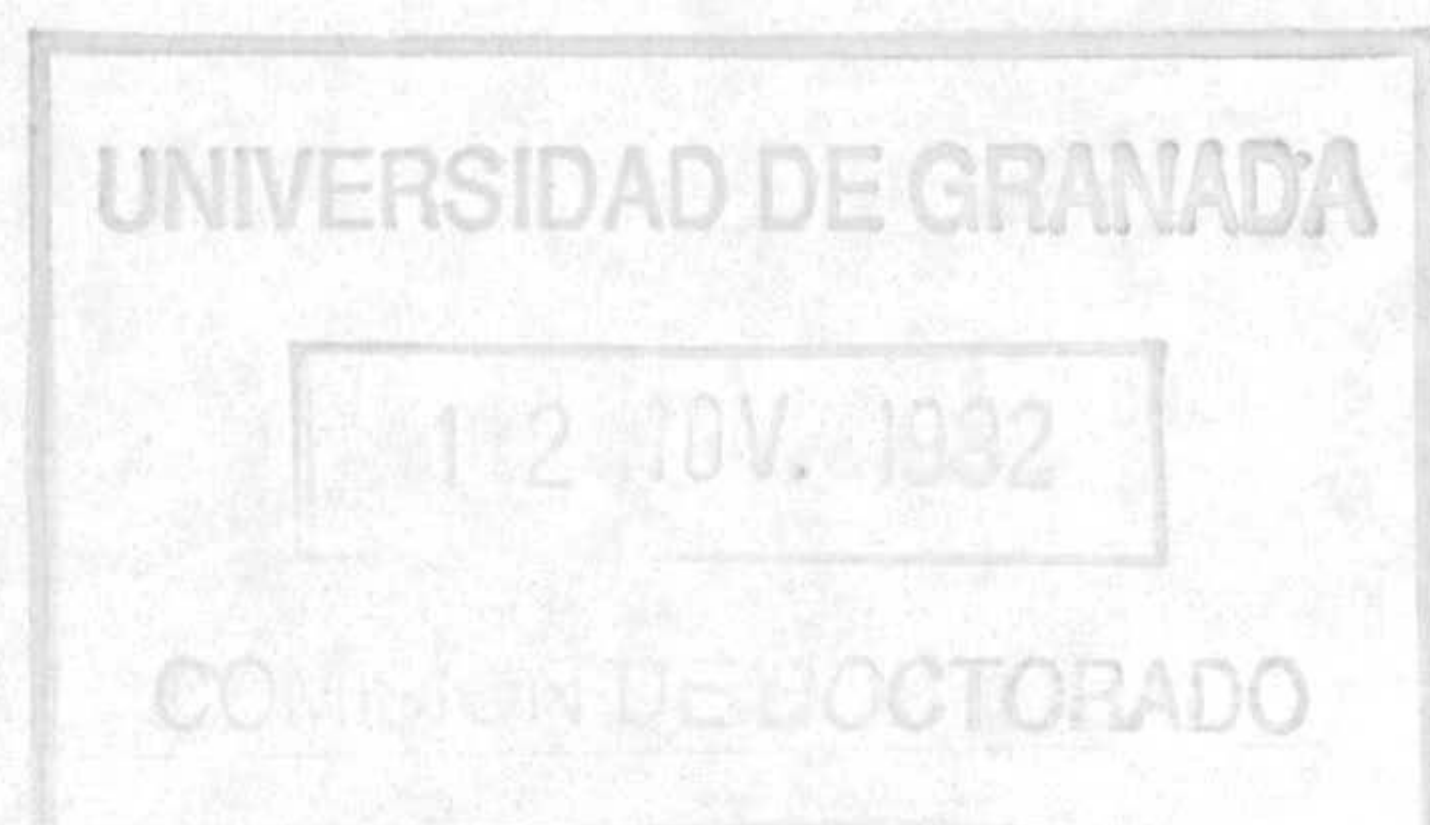


Fig. III.3.4.- Mineralogía de arcillas de las fracciones arcilla y limo de la serie del Cerro Garrapancho.

### c) Parámetros cristalográficos.

Los datos que se recogen en la tabla III.3.1 son los correspondientes a parámetros cristalográficos de filosilicatos pertenecientes a la secuencia del cerro Garrapancho. Se ha medido el parámetro  $b_0$  de la ilita en cantos de rocas metamórficas incluidos en la serie. En este caso, la presencia de paligorskita en la fracción  $<2 \mu\text{m}$  ha impedido la medición de la cristalinidad de la ilita en dicha fracción. Esta salvedad será aplicable de aquí en



adelante, siempre que se dé esta circunstancia.

Tabla III.3.1.- Parámetros cristaloquímicos de la serie del cerro Garrapancho.

Fracción <2  $\mu\text{m}$ : 1:d 002 ilita, 2:crist. ilita 002, 3:crist. ilita 004; Fracción 2-20  $\mu\text{m}$ : 4:d 002 ilita, 5:d 002 parag., 6:  $^{\circ}2\theta$  ilita-paragonita, 7:d 001 clorita, 8:crist. ilita 002, 9:crist. ilita 004, 10:crist. parag. 004, 11:crist. clorita 003, 12:b0 ilita.

Comentamos algunos de ellos a continuación:

El contenido en Na de las ilitas es bajo tal y como se deduce de su espaciado basal (9,962).

El parámetro  $b_0$ , que se ha medido en cantos incluidos en la serie, se corresponde con proporciones relativamente elevadas de Fe+Mg.

La cristalinidad de la ilita de la fracción arcilla se ha medido en la reflexión a 5 Å, ya que la presencia de paligorskita ha impedido utilizar la de 10 Å. Se puede apreciar una disminución hacia el techo de la secuencia, pasando de valores de 0.35 a 0.45  $^{\circ}2\theta$ . En la fracción limo es mucho menor, el valor medio es 0.18, propio de micas heredadas de rocas metamórficas.

El incremento angular entre las reflexiones basales de la illita y la paragonita presenta valores comprendidos entre 1.570 y 1.695 °2θ.

El espaciado basal de la clorita es menor que en las dos series anteriores, su media es 14.157 Å.

Las relaciones de intensidad de las micas de la serie de Garrapancho, situadas en un diagrama de Rey y Kübler (1983), (Figura III.3.5), corresponden a las de fengitas.

Fig. III.3.5.- Relación de intensidades de las reflexiones basales de las micas de la serie del Cerro Garrapancho. :fracción arcilla, :fracción limo.

#### **D) Microscopía electrónica. Microanálisis.**

Mediante microscopía electrónica de transmisión se ha podido confirmar la presencia de paligorskita en aquellas muestras en las que presentaba porcentajes menores, que eran insuficientes para que las reflexiones correspondientes a este mineral tuvieran una buena definición en los difractogramas.

Las proporciones atómicas obtenidas del microanálisis realizado en TEM se expresan en la tabla III.3.2.

Tabla III.3.2.- Proporciones atómicas de ilitas, esmectitas e interestratificados I-S de la serie del Cerro Garrapancho.

En esta serie, la mayor parte de las esmectitas son beidellitas magnésicas, incluso llega a haber alguna saponita, si bien bastante aluminico-férrica; igualmente podemos encontrar beidellitas férrico- aluminicas. Las ilitas, al igual que en el resto de las series, suelen ser fengíticas. Por lo que respecta a los interestratificados, encontramos composiciones propias de ilitas-beidellitas y de ilitas-beidellitas magnésicas.

### III.4.- SERIE DEL CERRO CANTERA.

Esta serie se localiza al Sur del Cerro Canterera, justo en el borde oeste de la carretera que une Antas con Huércal Overa. En la figura III.4.1 se representa su situación geográfica y un esquema geológico de la zona.

Fig. III.4.1.- Localización geográfica y esquema geológico del sector del Cerro Canterera. 1:margas y limos margosos messinienses, 2:arrecifes preevaporíticos messinienses, 3:margas y arenas pliocenas, 4:aluvial cuaternario.

La serie se corresponde con materiales de la Formación Turre de Völk y Rondeel (1964) de edad messiniense y está constituida por una sucesión masiva y monótona de margas y margas limosas grises y amarillentas, entre las que se intercalan algunos tramos de areniscas. Coronando la sección, se sitúa un pequeño tramo de calizas coralinas y depósitos de talud arrecifal, pertenecientes al Miembro Canterera de la ya citada formación.

## DATOS MINERALOGICOS.

Un esquema litológico de la secuencia se muestra en la figura III.4.2, en la cual también se representa la mineralogía global y de arcillas de las muestras analizadas.

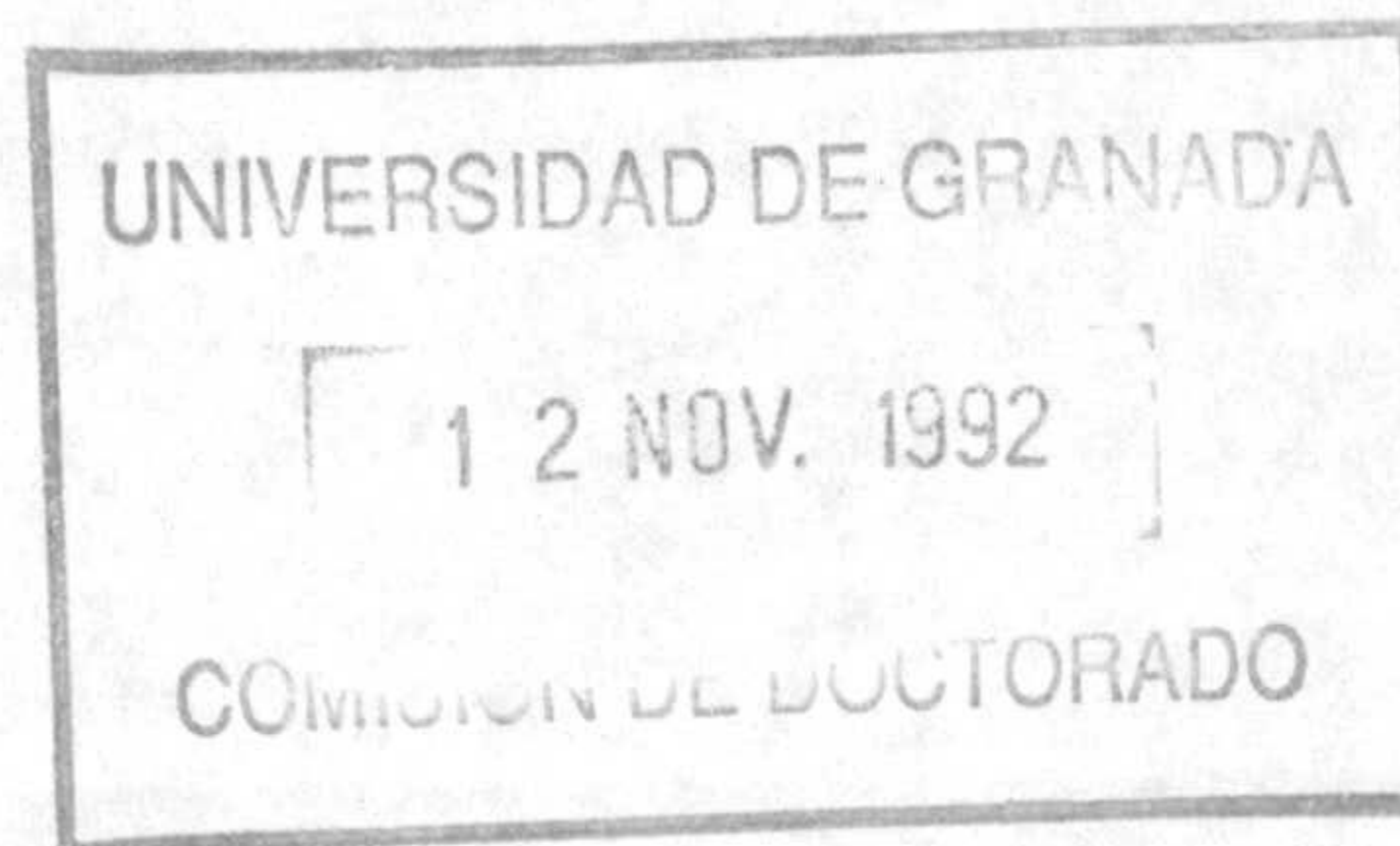


Fig.III.4.2.- Mineralogía y serie estratigráfica del sector del Cerro Cantera. a:margas, b:arrecifes, 1:feldespatos, 2:cuarzo, 3:dolomita, 4:calcita, 5:filosilicatos, 6:caol.+clor., 7:paligorskita, 8:paragonita, 9:ilita, 10:esmectitas.

### A) Mineralogía Global.

Las fases mineralógicas que constituyen los materiales de esta secuencia, y cuyos valores medios se representan en la figura III.4.3, son filosilicatos (45%), calcita (30%), dolomita (10%), cuarzo (10%) y feldespatos (3%). De nuevo vuelven a aparecer, como minoritarios, yeso y goethita.

Los porcentajes son muy similares a lo largo de toda la serie, a excepción de la última muestra, que presenta un enriquecimiento

en dolomita (31%), lo cual provoca el empobrecimiento relativo en el resto de los minerales.

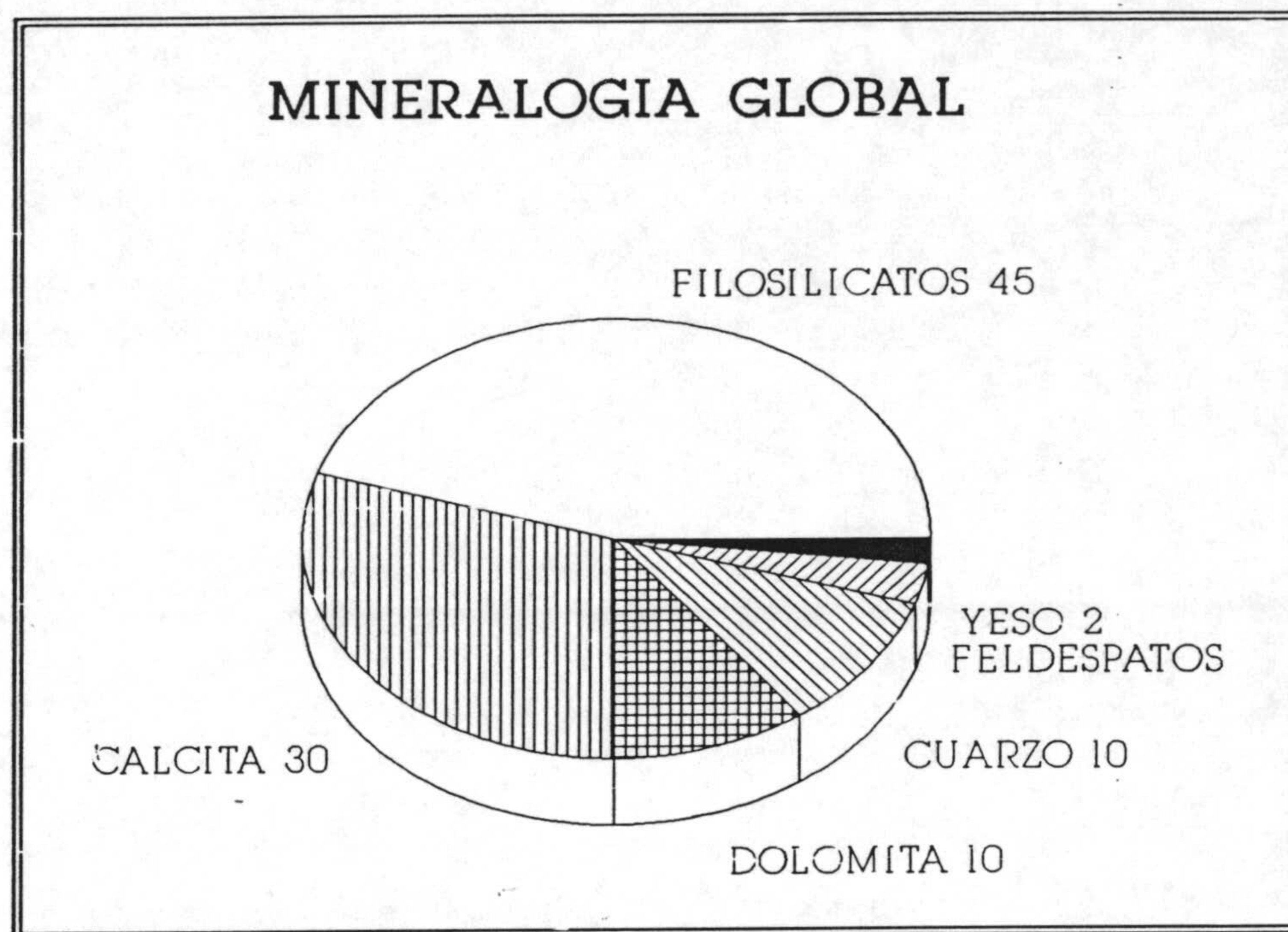


Fig.III.4.3.- Mineralogía global de la serie del Cerro Cantera.

#### **B) Mineralogía de arcillas.**

En la fracción menor de dos micras, los componentes mayoritarios son las esmectitas e interestratificados illita-esmectita con un 45%; le siguen en importancia paligorskita (30%) e illita (25%). Caolinita, clorita y paragonita se encuentran como trazas.

En la figura III.4.4 se resumen los contenidos medios de los filosilicatos presentes en las fracciones arcilla y limo de esta secuencia.



## MINERALOGIA DE ARCILLAS

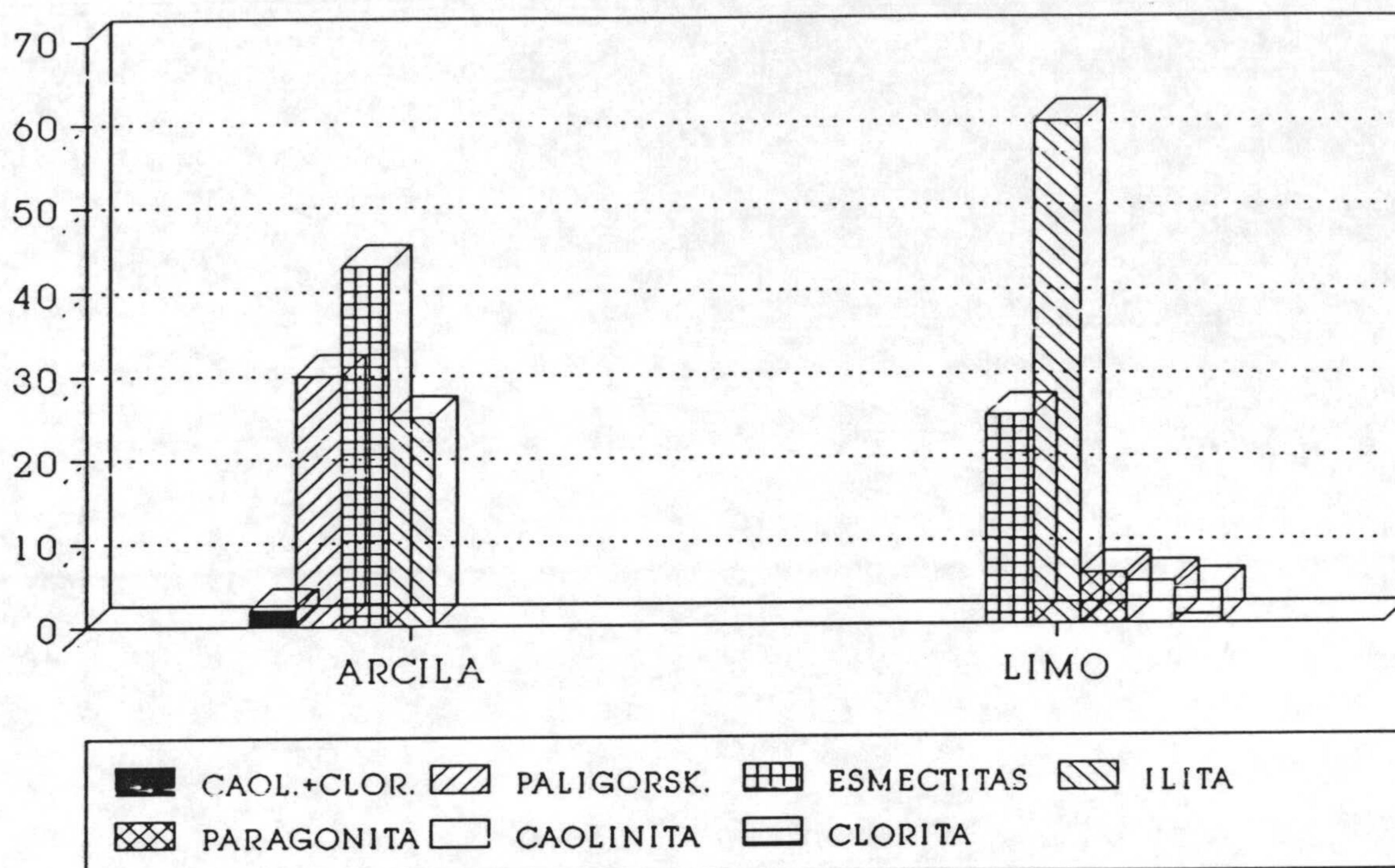


Fig.III.4.4.- Mineralogía de arcillas de las fracciones arcilla y limo de la serie del cerro Cantera.

Por lo que respecta a la fracción limo, de forma similar a lo que ocurría en las series anteriores, esmectitas e ilitas invierten sus proporciones (esmectitas 26%, ilitas 59%); y paragonita, caolinita y clorita se concentran en ella (6, 6 y 3% respectivamente). En esta fracción desaparecen paligorskita e interestratificados.

A lo largo de la columna se observa una diferencia notable entre las tres primeras muestras y el resto, siendo en éstas mucho más abundante la ilita, que alcanza valores siempre superiores al 70%.

### C) Parámetros cristalográficos.

Los datos correspondientes al cálculo de parámetros cristalográficos de las muestras estudiadas, que a continuación comentamos, vienen expresados en la tabla III.4.1.

La relación Na/Na+K de las ilitas, obtenida de su espaciado basal, es de 0.15.

La cristalinidad de la paragonita y clorita en la fracción limo es elevada, se sitúa en torno a  $0.20 \text{ } ^\circ 2\theta$ , reflejando la procedencia detrítica de estos tres minerales. La ilita, en la fracción arcilla, presenta una cristalinidad menor (0.40), alcanzándose valores de  $^\circ 2\theta$  mayores en la parte alta de la serie.

La diferencia angular existente entre las reflexiones 00,10 de la ilita y la paragonita, se sitúa en torno a  $1.661 \text{ } ^\circ 2\theta$ .

El espaciado basal de las cloritas presenta un valor medio de 14.144.

Tabla III.4.1- Parámetros cristalográficos de la serie del cerro Cantera.

Fracción  $< 2 \mu\text{m}$ : 1:d 002 ilita, 2:crist. ilita 002, 3:crist. ilita 004; Fracción 2-20  $\mu\text{m}$ : 4:d 002 ilita, 5:d 002 parag., 6:  $^\circ 2\theta$  ilita-paragonita, 7:d 001 clorita, 8:crist. ilita 002, 9:crist. ilita 004, 10:crist. parag. 004, 11:crist. clorita 003.

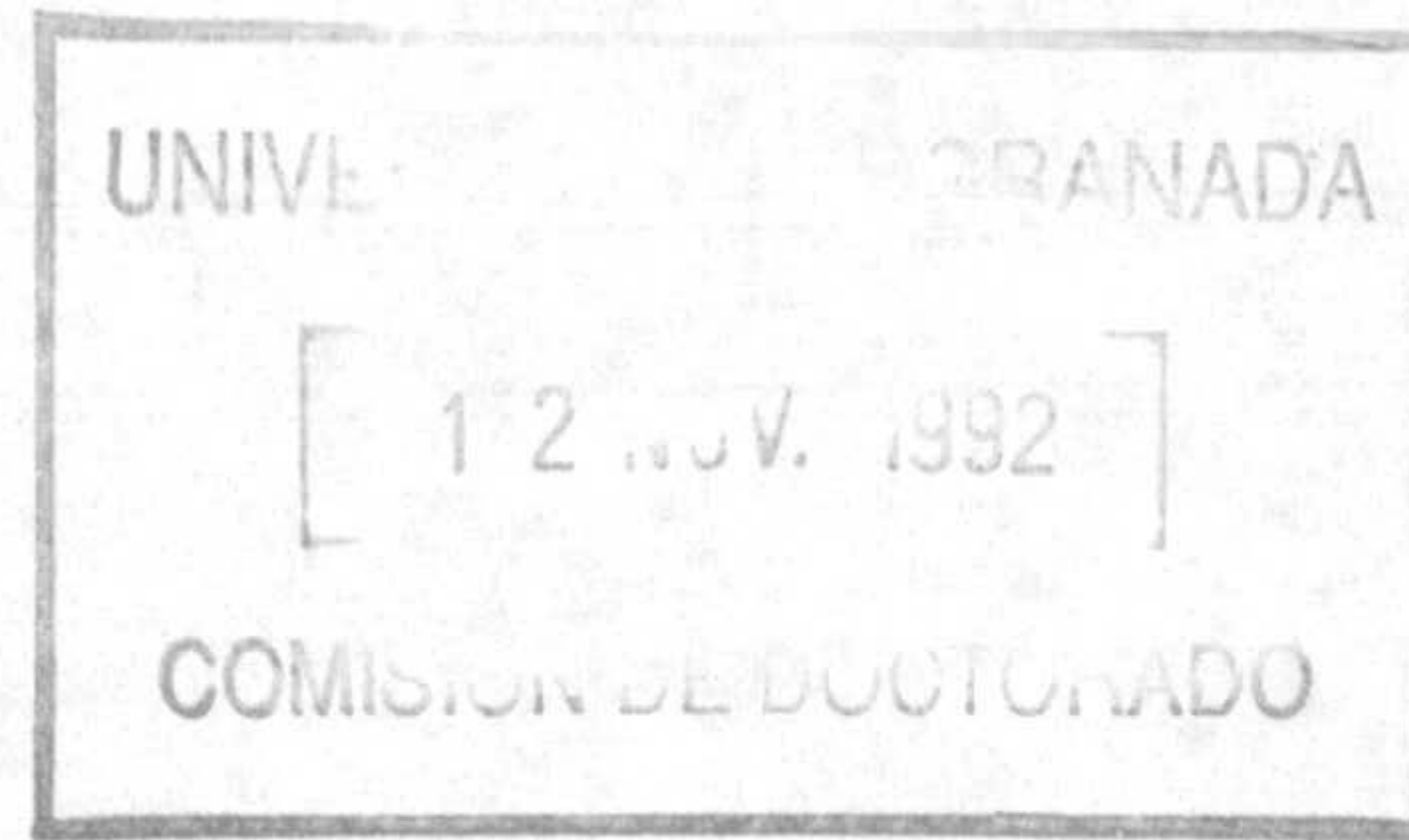


Fig. III.4.5.- Diagrama de Rey y Kübler de las micas de la serie del Cerro Cantera. :fracción arcilla, :fracción limo.

En la figura III.4.5 se representa la relación de intensidades basales de las micas de esta serie tanto para la fracción arcilla como limo. Estas se sitúan dentro del campo de las fengitas del triángulo de Rey y Kübler (1983) modificado para rendija automática.

#### **D) Microscopía electrónica. Microanálisis.**

Esta ha sido una serie en la que la microscopía electrónica ha resultado una técnica imprescindible para poder llegar a identificar la paligorskita como fase mineralógica presente en una cantidad estimable, ya que en los diagramas de difracción de rayos X, la reflexión a 10.5 Å de la paligorskita quedaba enmascarada entre las correspondientes a la illita y a los interestratificados (ver figura III.4.6).

Fig.III.4.6.- Difractograma de rayos X en el que se puede apreciar como las reflexiones de interestratificados y de illita, enmascaran la correspondiente a la paligorskita a 10.5 Å.

Las composiciones químicas de los filosilicatos que se presentan en la tabla III.4.2, han sido obtenidas mediante microanálisis en microscopía electrónica de transmisión.

Tabla III.4.2.- Proporciones atómicas de illitas, esmectitas e interestratificados I-S de la serie del cerro Cantera.

Las esmectitas presentes en esta serie son beidellitas magnésicas en su mayoría, también hay algunas beidellitas alumínicas. Los interestratificados muestran composiciones intermedias entre éstas últimas y las illitas de tipo fengítico.

### III.5.- SERIE DE CANTERA B.

Esta serie se encuentra en el borde oeste de la carretera Antas - Huércal Overa, 2 km. al Norte de la serie del cerro Cantera, descrita anteriormente. Esta localización queda reflejada en la figura III.5.1, junto con su entorno geológico.

Fig. III.5.1.- Localización geográfica y esquema geológico del sector de Cantera-B.

La serie comienza con un tramo monótono de margas grises masivas que progresivamente se hacen más claras. En las margas más altas se intercalan niveles con ostreidos y, posteriormente, paquetes de calcarenitas y calizas de talud arrecifal con lamelibranquios y algas rojas. Estos paquetes se hacen más potentes a techo. Por último, la serie termina con verdaderos núcleos de arrecifes. Esta secuencia, pues, evidencia la somerización del medio.

La datación de las muestras ha arrojado una edad messiniense.

## DATOS MINERALOGICOS

Los diferentes tipos de rocas presentes en la secuencia y la mineralogía global y de arcillas se resumen en la figura III.5.2.

Fig.III.5.2.- Esquema litológico y mineralogía global y de arcillas de la serie de Cantera B. a:margas, b:arrecifes, c:conglomerados; 1:feldespatos, 2:cuarzo, 3:dolomita, 4:calcita, 5:filosilicatos, 6:caol.+clor., 7:paligorskita, 8:paragonita, 9:ilita, 10:esmectitas.

### A) Mineralogía global.

Filosilicatos, calcita, dolomita, cuarzo y feldespatos constituyen la asociación mineralógica de todas las muestras de esta serie. Además, de forma esporádica, aparece yeso y goethita.

Los filosilicatos presentan un porcentaje medio del 38% y tienden a disminuir a techo de la secuencia. Similar tendencia muestra la calcita, que si bien tiene un valor medio del 23%, disminuye a techo e incluso desaparece en las dos últimas muestras.

En la figura III.5.3 viene recogida la mineralogía global media de la sucesión Cantera B.

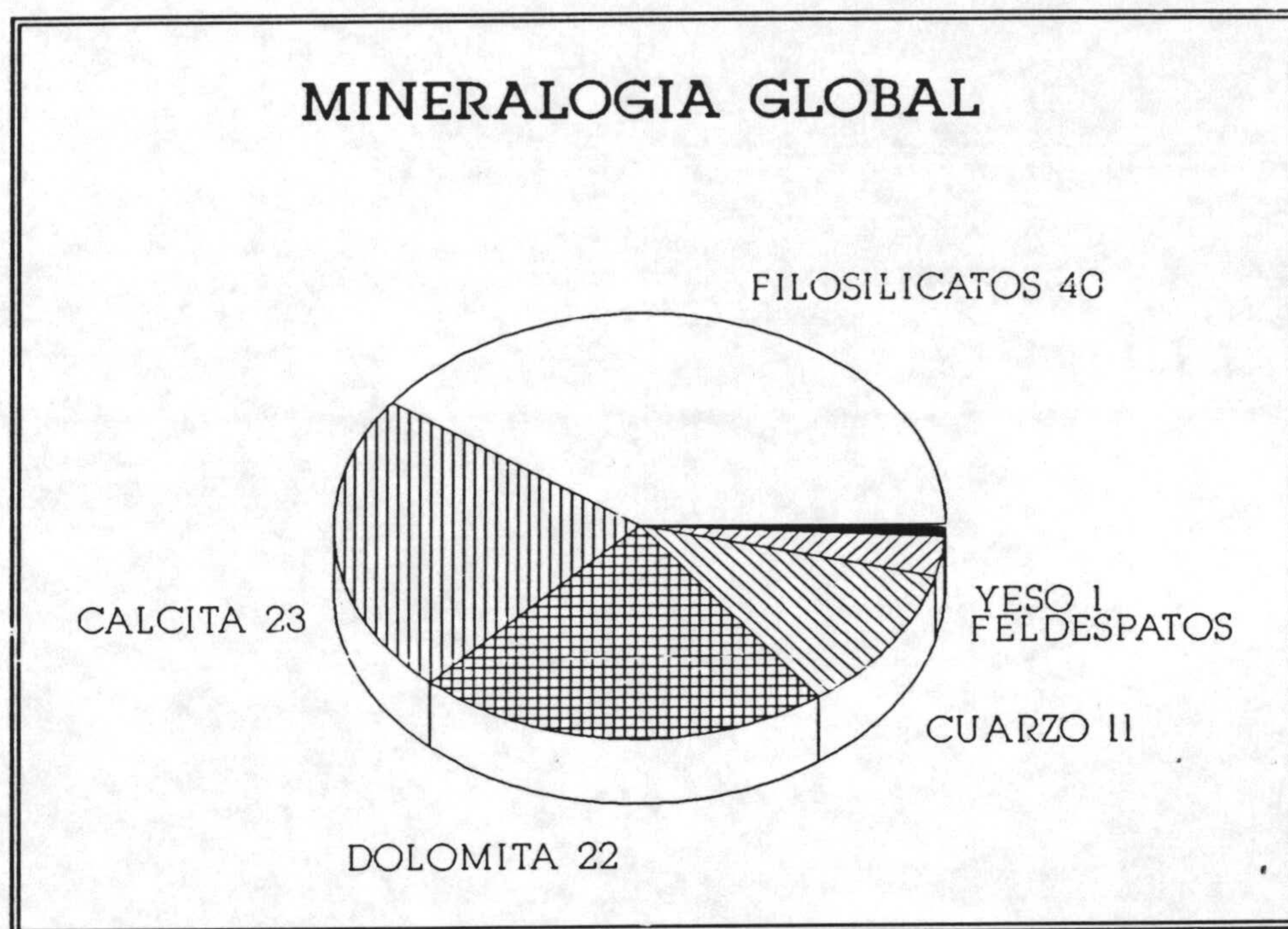


Fig.III.5.3.- Mineralogía media de la muestra total de la serie de Cantera B.

Por el contrario la dolomita aumenta a techo de la serie, pasando de valores del 3 - 4%, hasta el 70% en las dos muestras superiores.

Cuarzo y feldespatos presentan porcentajes variables con valores medios del 13 y 3% respectivamente.

## B) Mineralogía de arcillas.

La mineralogía de arcillas es diferente en las fracciones arcilla y limo. Por lo que respecta a la fracción  $<2 \mu\text{m}$ , las fases mineralógicas identificadas son : paligorskita, esmectitas, interestratificados ilita- esmectita, ilita, caolinita, clorita y paragonita; estas tres últimas en forma de trazas.

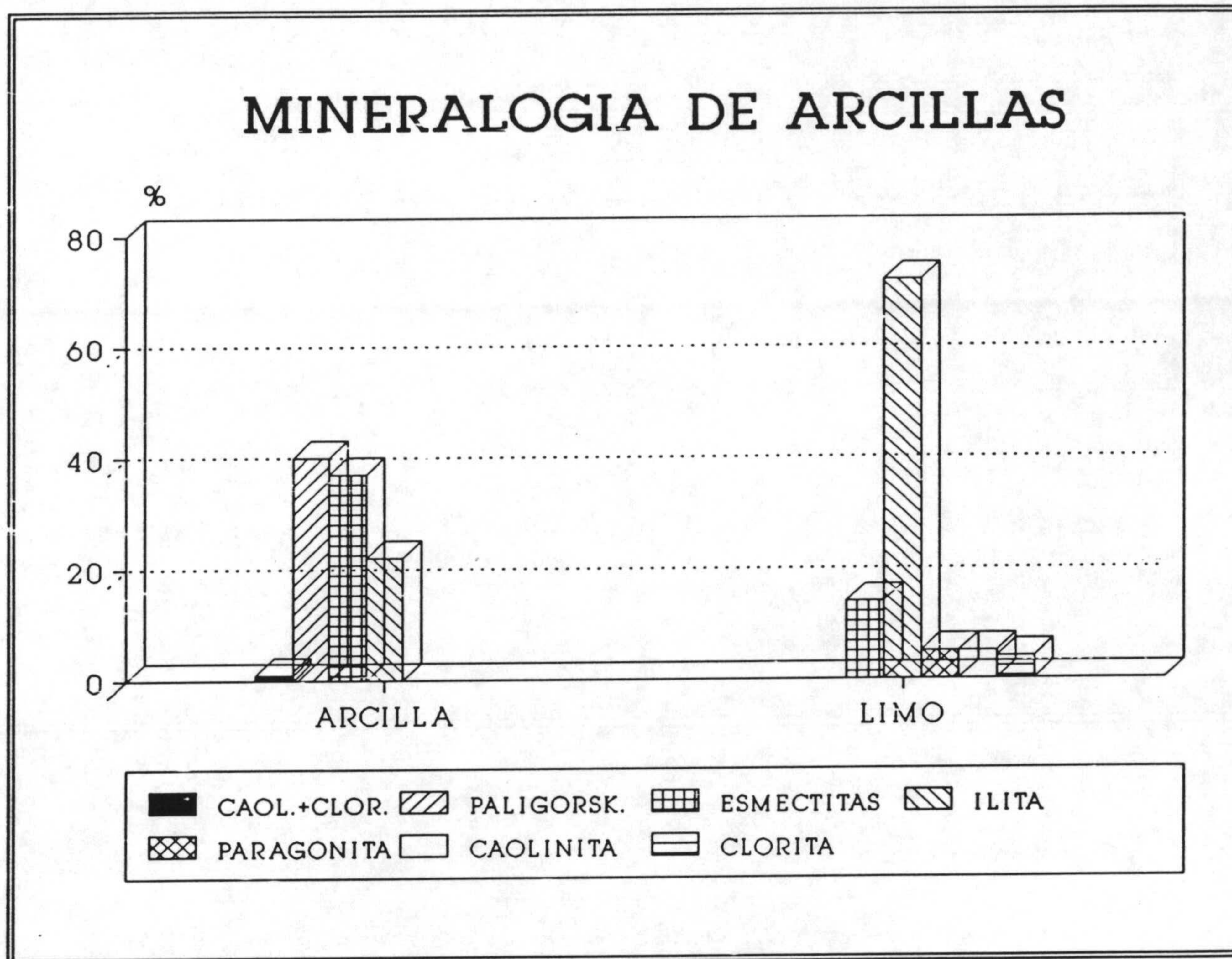


Fig.III.5.4.- Mineralogía media de los filosilicatos de las fracciones arcilla y limo de la serie de Cantera B.

La paligorskita aumenta a techo de la sucesión y representa un porcentaje medio del 40% del total de la fracción. Le siguen en importancia las esmectitas e interestratificados con el 37% y la



ilita con el 22% como valor medio. Esmectitas e ilitas disminuyen a techo de la serie.

En cuanto a la fracción limo, cabe señalar la desaparición de la paligorskita, el descenso de las esmectitas e interestratificados y el aumento sensible de la ilita, que alcanza el 72%. También se concentran en esta fracción caolinita, clorita y paragonita, con valores cercanos al 5% cada una de estas fases.

La figura III.5.4 es una recopilación de los valores medios de la mineralogía de arcillas para las fracciones arcillas y limo de esta secuencia.

### **C) Parámetros cristalográficos.**

A continuación, en la tabla III.5.1, se ofrecen los parámetros cristalográficos medidos en los filosilicatos de las muestras estudiadas y seguidamente se señalan algunos apartados de interés.

Tabla III.5.1.- Parámetros cristalográficos de la serie de Cantera B.

Fracción <2  $\mu\text{m}$ : 1:d 002 ilita, 2:crist. ilita 002, 3:crist. ilita 004; Fracción 2-20  $\mu\text{m}$ : 4:d 002 ilita, 5:d 002 parag., 6:  $^{\circ}2\theta$  ilita-paragonita, 7:d 001 clorita, 8:crist. ilita 002, 9:crist. ilita 004, 10:crist. parag. 004, 11:crist. clorita 003.

En esta serie, la cristalinidad de la illita en la fracción arcilla muestra una ligera tendencia a disminuir hacia el techo; su valor más bajo (0.46) lo alcanza en la muestra CTB7. Por lo que se refiere a la fracción limo, de nuevo obtenemos valores de cristalinidad alta, 0.18 para la illita y la paragonita y 0.20 para la clorita.

La illita presenta un pequeño grado de paragonitización. De su espaciado basal se deduce una relación  $Na/Na+K$  de 0.15 - 0.16.

El valor del incremento angular entre las reflexiones 00,10 de la illita y al paragonita es de 1.614.

El espaciado basal de las cloritas se sitúa entre los valores 14.125 y 14.160.

A continuación, en la figura III.5.5, podemos observar como los puntos correspondientes a la relación de intensidades de las reflexiones basales de las micas se sitúan en el campo propio de las fengitas.

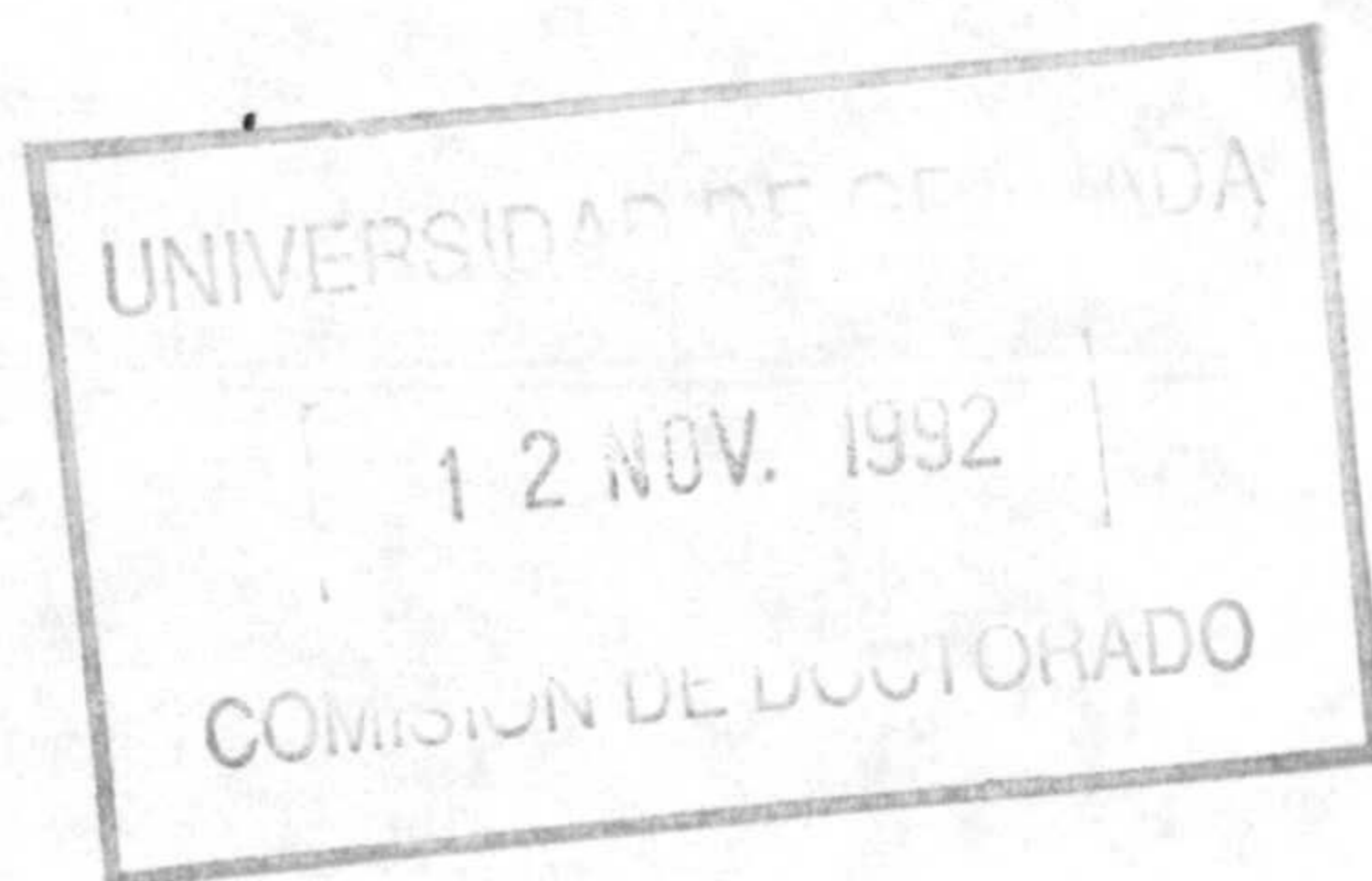


Fig. III.5.5.- Relación de intensidades de las micas del sector Cantera B. :fracción arcilla, :fracción limo.

**D) Microscopía electrónica, Microanálisis.**

Las composiciones químicas de distintas fases minerales, deducidas del estudio mediante sistema analítico acoplado al TEM, vienen expresados en la tabla III.5.2.

La mayoría de las esmectitas de esta serie son beidellitas magnésicas, si bien, también podemos encontrar bastantes alumínicas. Los interestratificados presentan composiciones intermedias entre ambos tipos y las ilitas fengíticas.

Tabla III.5.2.- Proporciones atómicas de ilitas, esmectitas e interestratificados de la serie de Cantera B.

### III.6.- SERIE DE CAÑADA DE VERA.

Esta serie se sitúa unos 2 km. al Noreste de la localidad de Vera, junto a la cañada que le da nombre. Podemos ver su localización geográfica y geológica en la figura III.6.1.

Fig. III.6.1.- Localización geográfica y esquema geológico de la serie de Cañada de Vera. 1:margas y laminitas messinienses, 2:margas y limos del Plioceno, 3:Cuaternario aluvial.

Discordantemente sobre las turbiditas tortonienses, la serie comienza con unas margas grises masivas correspondientes a la Formación Turre (Messiniense), entre las que se sitúan esporádicas y finas pasadas de limos y arenas amarillentas. A continuación, se pasa a un tramo de margas laminadas de colores gris verdoso y amarillento que contienen restos vegetales. Por último, se sitúan unas margas limosas de color gris y gris blancuzco muy masivas,

pertenecientes a la Formación Cuevas. Es llamativa la menor estructuración de este último tramo respecto de los primeros.

Los materiales de esta secuencia corresponden al tránsito Mioceno - Plioceno. En ellos, Carrasco et al. (1979) encuentran un alto contenido de foraminíferos planctónicos. En algunos tramos también hay ostrácodos (del género *Cyprideis*) indicadores de aguas salobres, si bien, su escasa proporción hace pensar a los autores mencionados que son restos alóctonos transportados desde áreas contiguas, en las que presumiblemente se estaban depositando facies de tipo "lago-mare".

#### **DATOS MINERALOGICOS.**

Los diferentes tipos litológicos de la secuencia y la mineralogía media tanto global como de arcillas se presentan en la figura III.6.2. (Ver página siguiente).

##### **A) Mineralogía global.**

Las fases mineralógicas que se encuentran presentes en los materiales de esta secuencia son las siguientes: filosilicatos, que varían entre el 30 y el 55%; calcita, entre el 28 y el 39%; dolomita, que oscila desde el 3 al 16%, mostrando porcentajes superiores al 10% en las muestras comprendidas entre la CV15 y la CV25; cuarzo, desde el 8 al 20%; y feldespatos, con un valor medio del 4%, si bien en algunas muestras se presenta como trazas junto con el yeso.

Fig. III.6.2.- Litología y mineralogía de la serie de Cañada de Vera. a:margas, b:arenas, c:laminitas, d:margas limosas, e:aluvial; 1:filosil., 2:calcita, 3:dolomita, 4:cuarzo, 5:feldesp., 6:yeso, 7:esmect., 8:ilita, 9:caol.+clor., 10:paligorsk., 11:parag., 12:caolinita, 13:clorita.

La mineralogía media de la muestra total se muestra en la figura III.6.3.

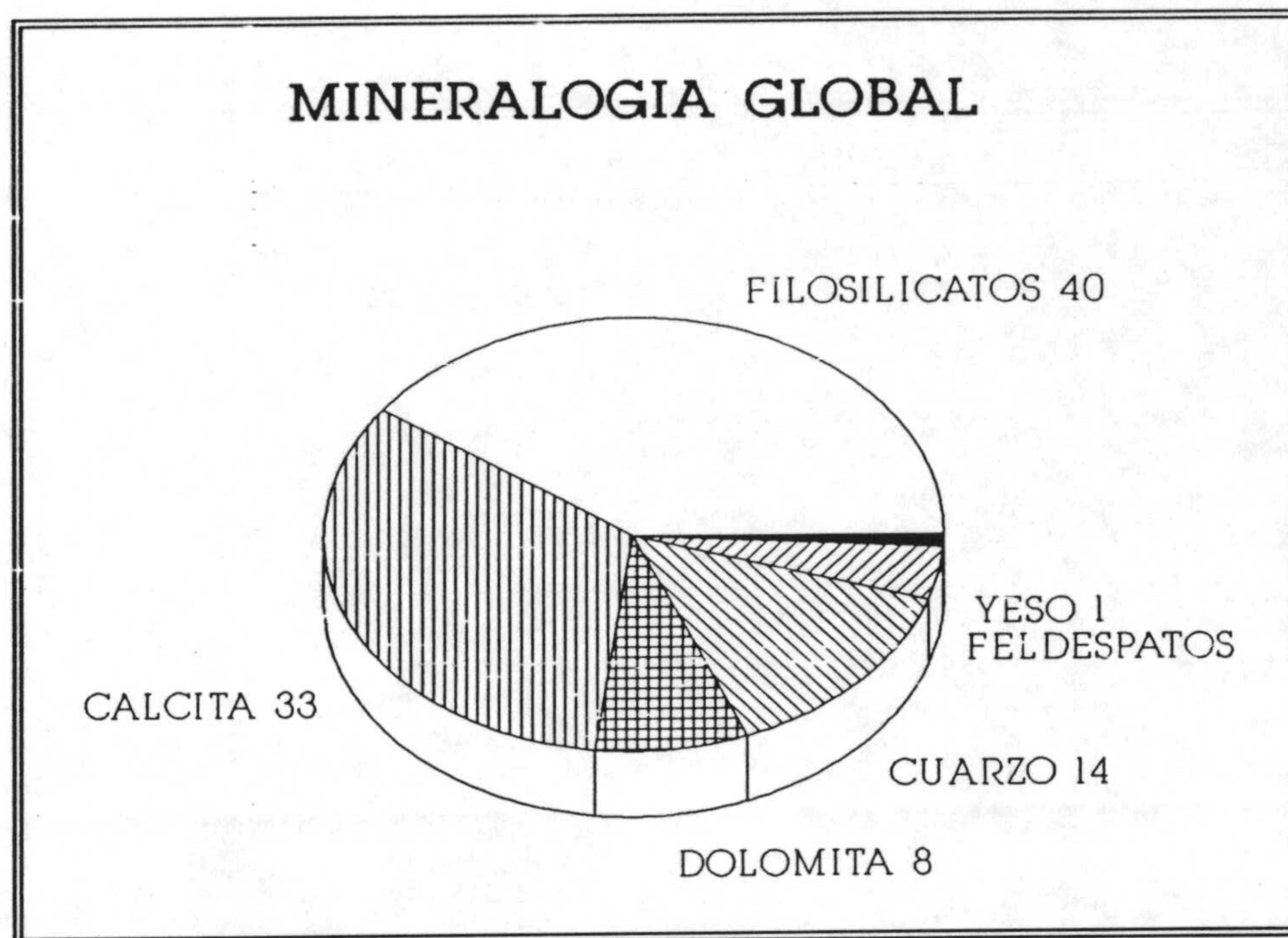


Fig.III.6.3.- Mineralogía global media de la serie de Cañada de Vera.

#### B) Mineralogía de arcillas.

Por lo que se refiere a la fracción arcilla, la fase dominante son las esmectitas e interestratificados ilita esmectita, con valores similares en todas las muestras, alrededor del 45%.

La paligorskita muestra proporciones superiores a la media (29%), entre las muestras CV8 y CV24, alcanzando su máximo (42%) en la muestra CV21. La ilita muestra la tendencia contraria, disminuyendo hasta el 16% (el valor promedio es 25%) en la misma muestra.

Paragonita, caolinita y clorita están como trazas; excepto esta última fase que en las seis muestras más altas de la serie alcanza proporciones del 6 %.

Paragonita, clorita y caolinita se concentran en esta fracción, sobre todo la última, que en la parte superior de la secuencia llega a alcanzar hasta un 15% del total.

A continuación, en la figura III.7.4, se resume la mineralogía de arcillas media de la serie de Cañada de Vera.

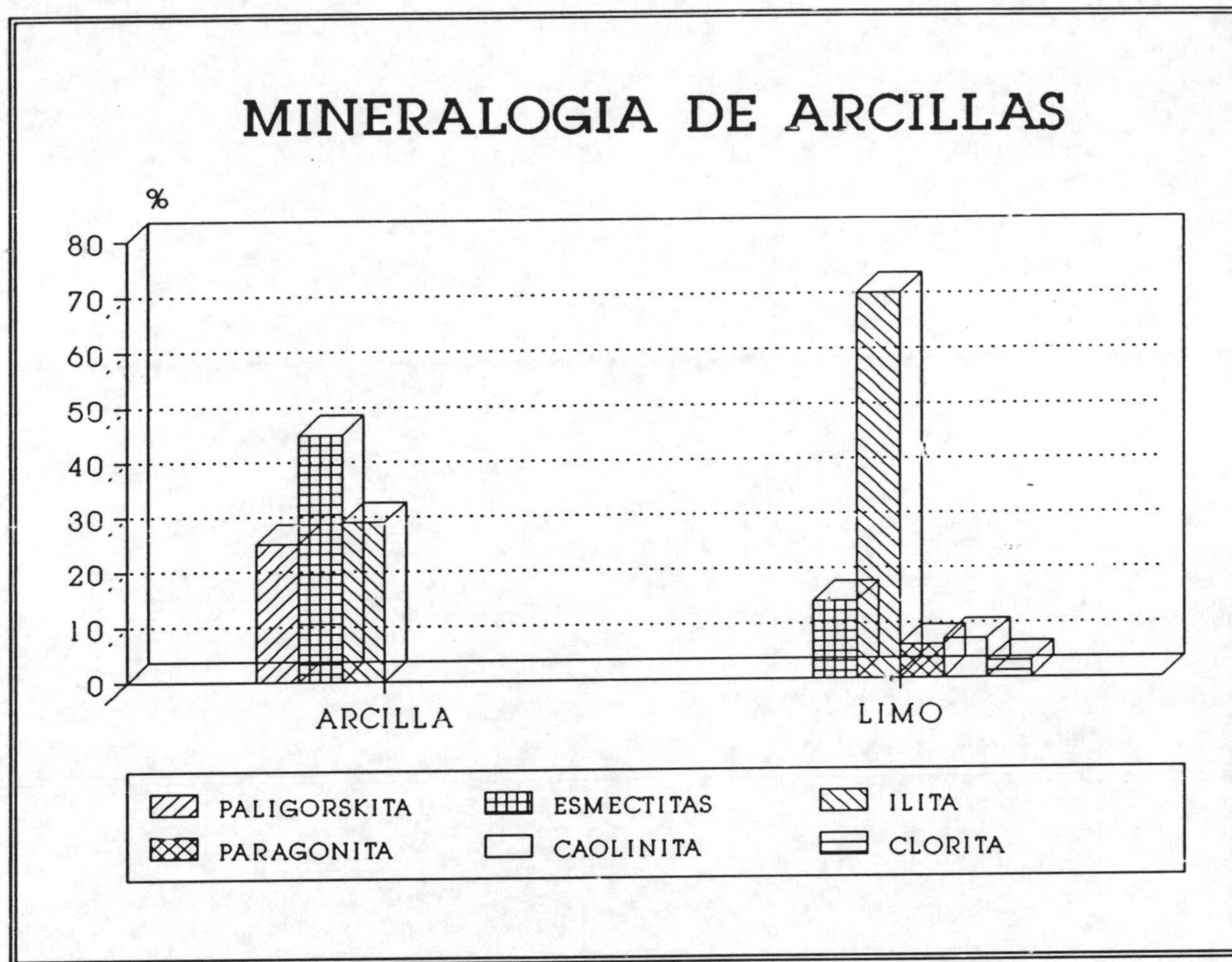


Fig.III.6.4.- Mineralogía media de arcillas de la serie de Cañada de Vera.

#### c) Parámetros cristalográficos.

En la tabla III.6.1 se muestran los parámetros cristalográficos de ilitas, paragonitas y cloritas de las muestras analizadas de esta secuencia.



Tabla III.6.1.- Parámetros cristalográficos de la serie de Cañada de Vera.

Fracción <2  $\mu\text{m}$ : 1:d 002 ilita, 2:crist. ilita 002, 3:crist. ilita 004; Fracción 2-20  $\mu\text{m}$ : 4:d 002 ilita, 5:d 002 parag., 6:  $^{\circ}2\theta$  ilita-paragonita, 7:d 001 clorita, 8:crist. ilita 002, 9:crist. ilita 004, 10:crist. parag. 004, 11:crist. clorita 003.

Según estos datos se pueden resaltar los siguientes puntos:

La cristalinidad de la ilita de la fracción arcilla muestra valores comprendidos entre 0.32 y 0.60. En general, se puede observar como la cristalinidad disminuye en la zona central de la secuencia. Esta variación no se da en la fracción limo, en la que sí se hace patente una mucho mejor cristalinidad, que llega hasta valores de 0.13  $^{\circ}2\theta$ . Los valores medios para la paragonita y la clorita son de 0.18 y 0.17 respectivamente.

Al igual que en las series anteriores el contenido en Na es bajo, tal y como se deduce del espaciado basal de la ilita (9.95), si bien la relación Na/Na+K es superior a las hasta ahora encontradas (0.18).

La diferencia angular entre las reflexiones 00,10 de clorita y paragonita presenta un valor medio de 1.633.

Las cloritas tienen un espaciado basal medio de 14.157.

En la figura III.6.5 se representa la relación de intensidades de las micas presentes en la fracción arcilla y limo de la secuencia.

Fig. III.6.5.- Diagrama de Rey y Kübler de las micas de Cañada de Vera. :fracción arcilla, : fracción limo.

En esta figura se puede observar como las micas son de tipo fengítico.

#### **D) Microscopía electrónica. Microanálisis.**

En esta secuencia la microscopía electrónica ha sido fundamental para confirmar la presencia de paligorskita a lo largo de toda la serie, ya que en las muestras de techo y muro la reflexión correspondiente en difracción de rayos X queda camuflada,

por ser su proporción menor, entre las de illita y los interestratificados I-S.

Las esmectitas más abundantes son beidellitas mágnésicas, seguidas de beidellitas alumínicas y en menor proporción de saponitas alumínicas y férricas. Al igual que en las series anteriores se observa el carácter fengítico de las illitas. En cuanto a los interestratificados I-S, la mayor parte son de tipo illita-beidellita magnésica.

En la tabla III.6.2 se muestran las fórmulas estructurales de algunos filosilicatos obtenidos a partir de microanálisis de TEM.

Tabla III.6.2.- prporciones atómicas de filosilicatos de la serie de Cañada de Vera.

### III.7.- SERIE DE LOS PALACIOS.

Esta secuencia se sitúa a unos 4.5 km. al Este-Sureste de la localidad de Cuevas de Almanzora, justo al Norte de la carretera que une dicha población con la de Villaricos. Su localización se muestra en la figura III.7.1.

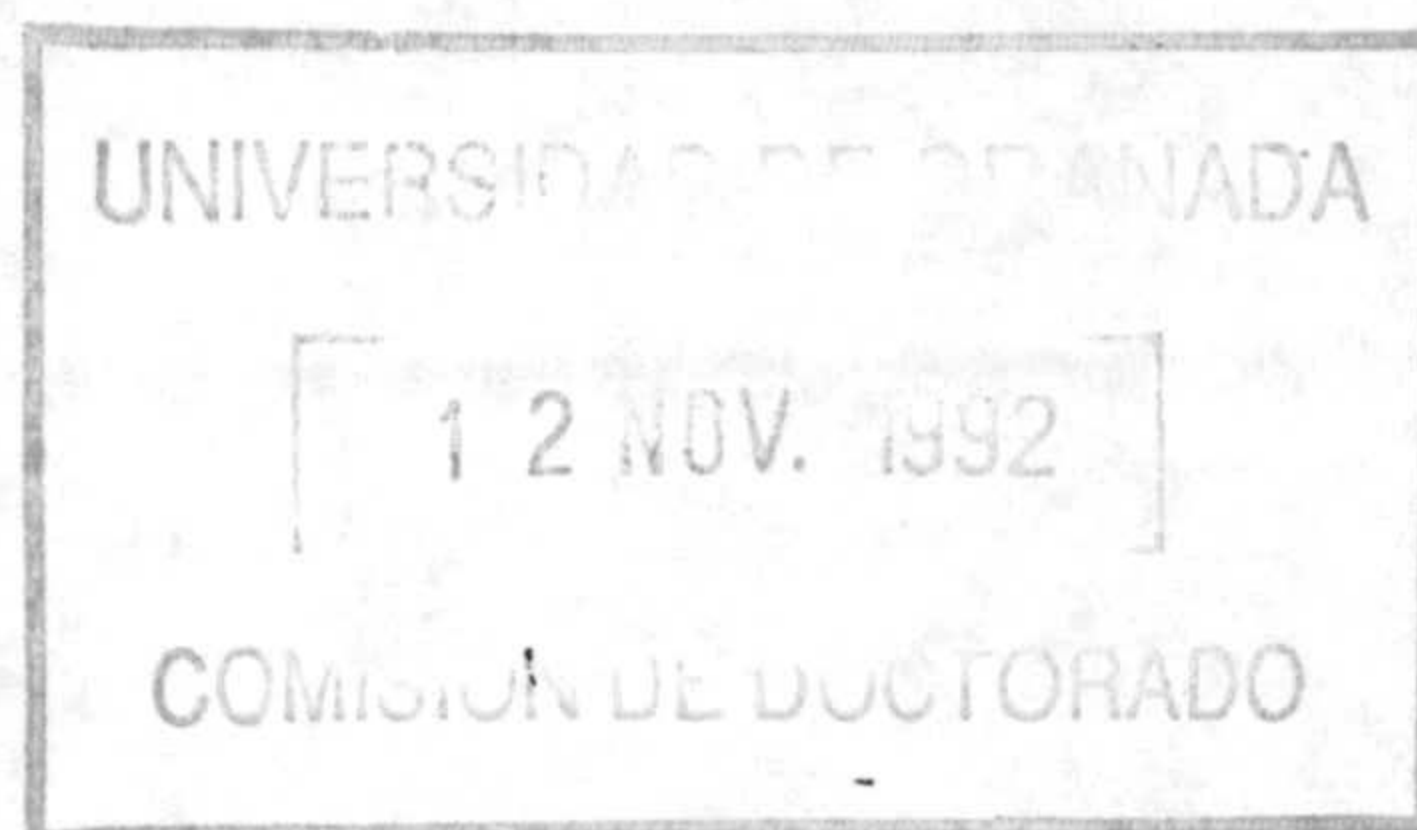


Fig. III.7.1.- Localización geográfica y entorno geológico de las series de Los Palacios y Cuevas de Almanzora.  
1:margas y laminitas messinienses, 2:margas limosas pliocenas, 3:Cuaternario aluvial.

Al igual que en la serie anterior, podemos diferenciar tres grupos. En la base, margas grises y amarillas con pasadas de areniscas de la Formación Turre (Messiniense), que gradualmente van pasando a unas margas laminadas de color gris verdoso con algunos restos de vegetales. Por último, se sitúan unas margas limosas de color gris blancuzco, atravesadas por frecuentes diques de yeso y con pasadas de cantos en la base. La serie es recubierta por materiales cuaternarios.

El paso del segundo al tercer tramo no es claro, pudiendo existir una discordancia o contacto mecánico entre ellos tal y como demuestra que los dos primeros conjuntos bucen fuertemente mientras que el último se sitúa de forma subhorizontal. Así pues, habrá que tener en cuenta esta precisión en futuras consideraciones.

Esta sección, que también ha sido estudiada por Carrasco et al. (1979), muestra materiales de una edad que va desde el Mioceno terminal al Plioceno basal. Estos autores vuelven a encontrar en ellos microfósiles planctónicos y niveles con escasos ostrácodos de aguas salobres considerados alóctonos.

#### **DATOS MINERALOGICOS.**

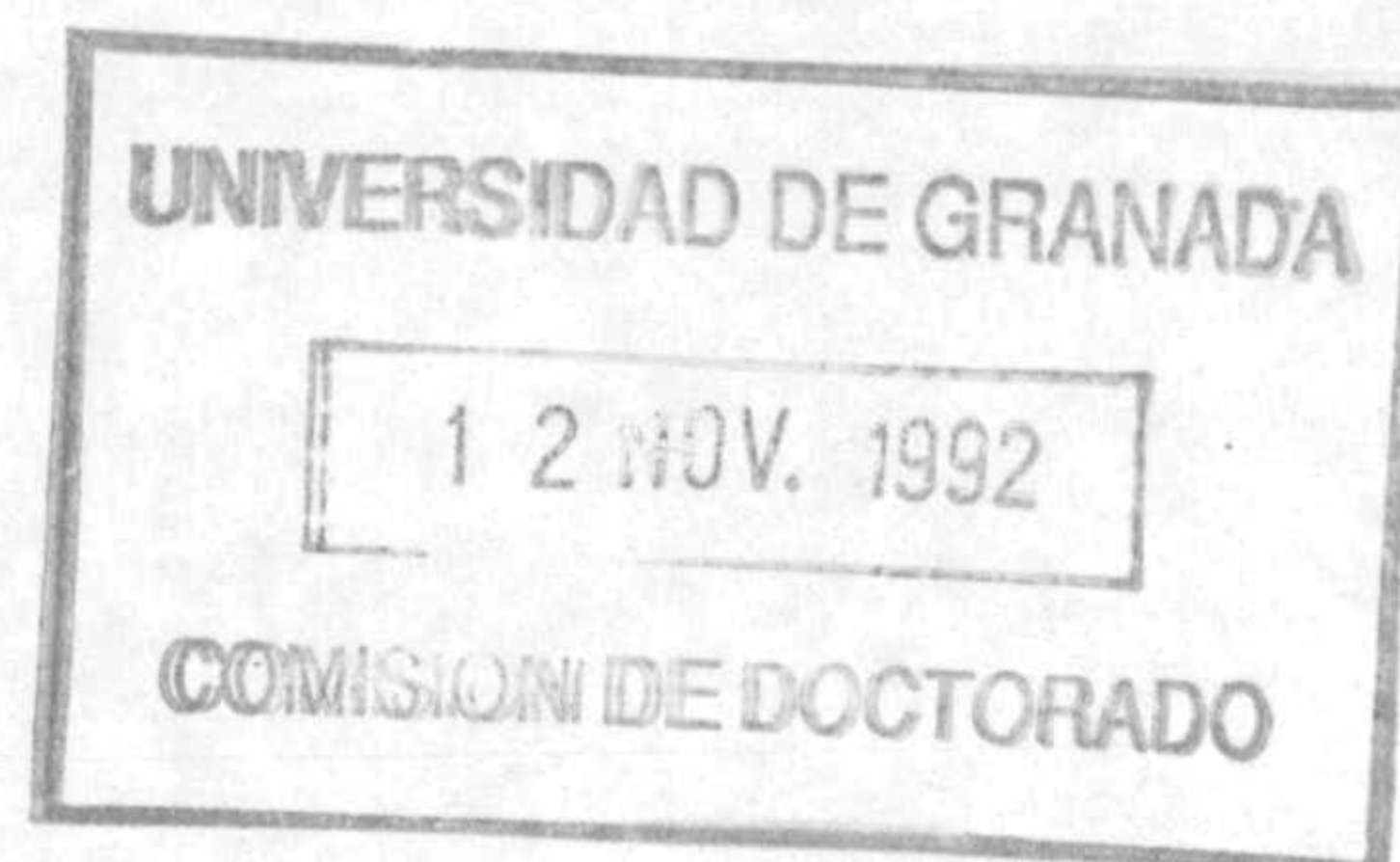
La situación de las muestras en la columna litológica y la mineralogía global y de arcillas que presenta cada una de ellas, se resume en la figura III.7.2. (Ver página siguiente)

##### **A) Mineralogía global.**

En esta serie los componentes mayoritarios son filosilicatos, calcita, dolomita, cuarzo y feldespatos. También suele aparecer el yeso como trazas, si bien en algunas muestras llega al 10%.

Los filosilicatos representan el 40% de la muestra total, mostrando una mayor concentración en la zona central de la serie. Este enriquecimiento también lo presenta la calcita, cuyo porcentaje medio es del 31%. El otro carbonato, la dolomita, oscila entre el 4 y el 14%.

Fig. III.7.2.- Litología y mineralogía de la muestra total y de arcillas de la serie de Los Palacios. a:margas, b:arenas, c:laminitas, d:yeso, e:margas limosas, f:aluvial; 1:filosil., 2:calcita, 3:dolomita, 4:cuarzo, 5:feldesp., 6:yeso, 7:esmect., 8:ilita, 9:caol.+clor., 10:palig., 11:parag., 12:caolinita, 13:clorita.



El cuarzo, por el contrario, presenta en la zona central un descenso de su porcentaje medio que es 15%. Sin embargo, en el techo de la serie alcanza sus valores más elevados. Igual le ocurre a los feldespatos, que en el centro aparecen como trazas y en el techo llegan a alcanzar el 11%.

En la figura III.7.3 se puede observar la mineralogía global de la secuencia de Los Palacios.

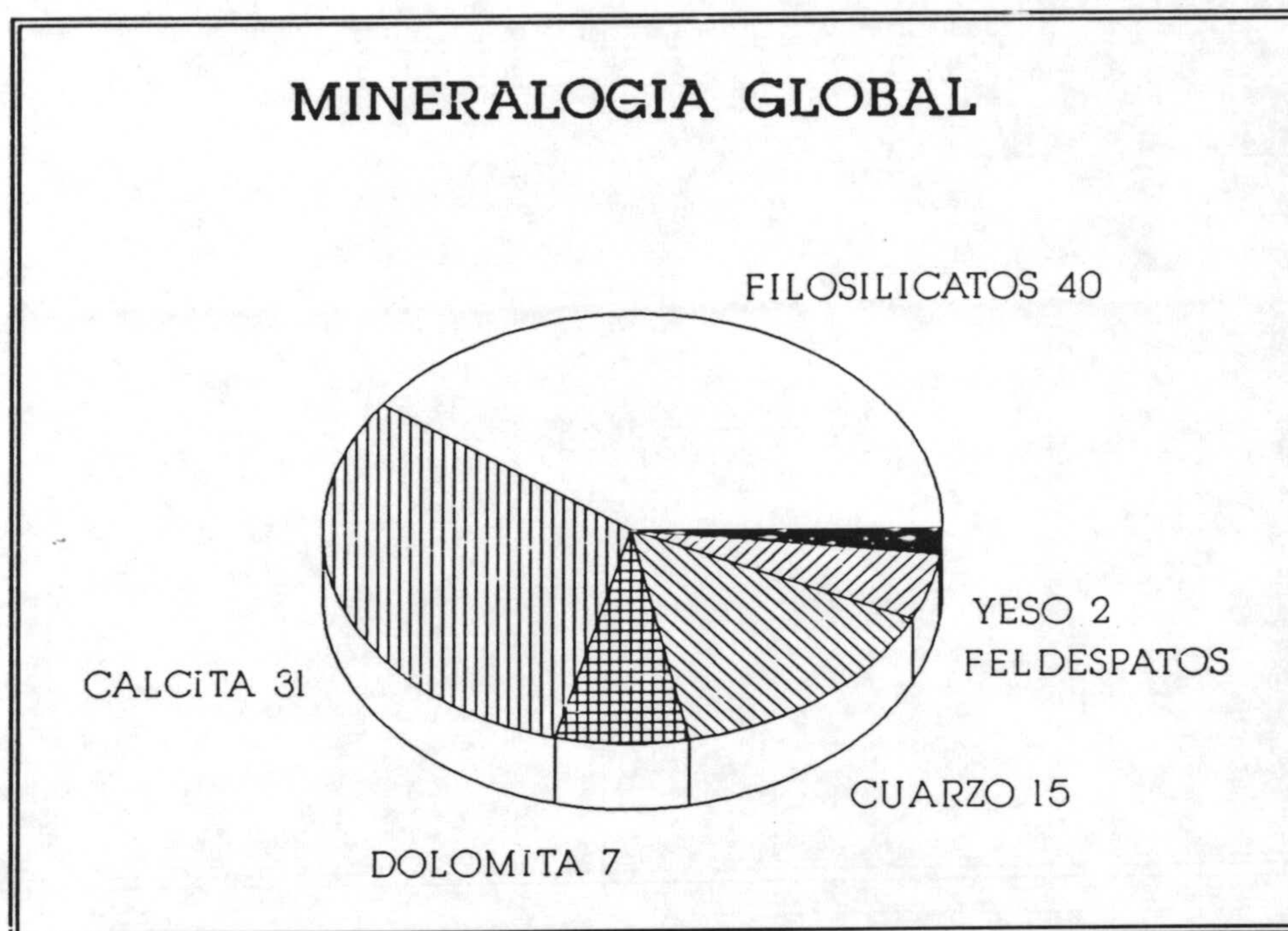


Fig.III.7.3.- Mineralogía global media de la serie de Los Palacios.

#### **B) Mineralogía de arcillas.**

La mineralogía de arcillas de esta serie esta compuesta por esmectitas, interestratificados ilita-esmectita, ilita, paligorskita, paragonita, caolinita y clorita.

En la fracción arcilla, el mineral dominante son las esmectitas, que junto a los interestratificados representan un 46%, ofreciendo valores superiores a la media en las diez muestras inferiores. Tanto paligorskita como ilita muestran una media del 26%, si bien su correlación es negativa, ya que la paligorskita se concentra en la zona central, mientras que la ilita lo hace, sobre todo, en el techo de la secuencia.

A continuación, en la figura III.7.4, se expresan los valores medios de los diferentes minerales para ambas fracciones.

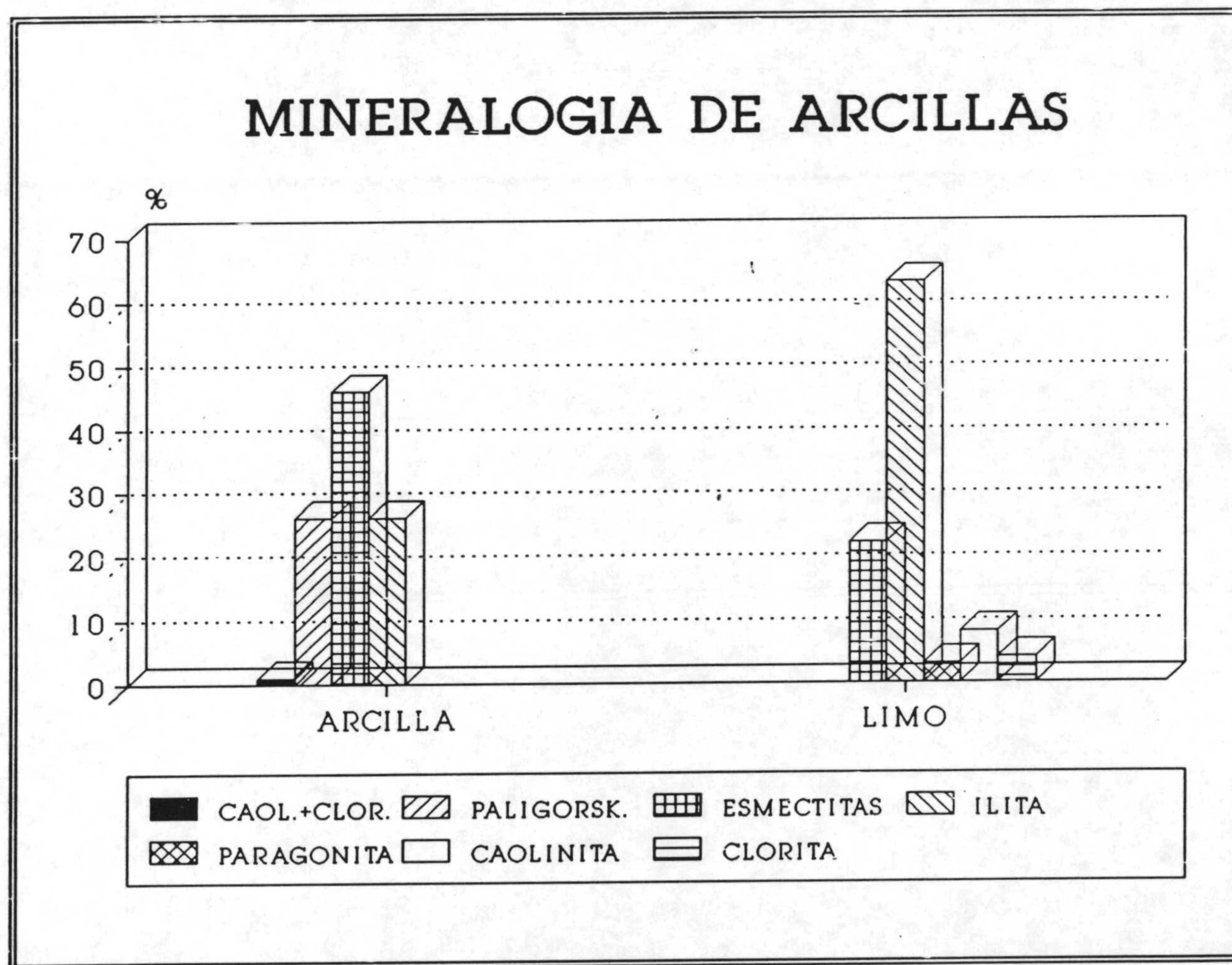


Fig. III.7.4.- Mineralogía media de arcillas de las fracciones arcilla y limo de la serie de Los Palacios.



La clorita aparece en proporciones cuantificables en las cuatro últimas muestras (3%), en el resto se presenta como trazas, al igual que caolinita y paragonita.

En la fracción limo el mineral dominante es la illita (63%), seguida de esmectitas (22%); la paligorskita no se encuentra en tamaño de grano superior a dos micras. Clorita y paragonita vuelven a presentar en esta fracción valores cercanos al 5%, y también es ésta la fracción donde se concentra la caolinita, sobre todo a techo de la serie, en el que llega a constituir el 23% de la fracción (LP19).

### c) Parámetros cristalográficos.

De la tabla III.7.1, en la que se exponen los parámetros cristalográficos medidos en filosilicatos de esta serie, se pueden comentar algunos aspectos.

Tabla III.7.1.- Parámetros cristalográficos de la serie de Los Palacios.

Fracción <2  $\mu\text{m}$ : 1:d 002 illita, 2:crist. illita 002, 3:crist. illita 004; Fracción 2-20  $\mu\text{m}$ : 4:d 002 illita, 5:d 002 parag., 6:  $^{\circ}2\theta$  illita-paragonita, 7:d 001 clorita, 8:crist. illita 002, 9:crist. illita 004, 10:crist. parag. 004, 11:crist. clorita 003.

La illita presenta un valor de la relación Na/Na+K de 0.16, tal y como se deduce de su espaciado basal 002.

El incremento angular entre las reflexiones 00,10 de la ilita y la paragonita oscila entre 1.675 y 1.605.

La cristalinidad de la ilita, medida en la fracción  $<2 \mu\text{m}$ , arroja un valor medio de 0.45, si bien se observa como alcanza valores de  $^{\circ}2\theta$  mayores en el centro de la secuencia (0.54), mientras que la cristalinidad es mayor en el muro y techo de la misma. En la formación limo, de nuevo, la cristalinidad es mayor, propia de micas heredadas y no deterioradas durante el transporte hasta la cuenca.

El espaciado basal de la clorita oscila dentro de un estrecho margen: 14.149 y 14.171.

Fig. III.7.5.- Representación triangular de la relación de intensidades de micas de Los Palacios. :fracción arcilla, :fracción limo.

Vemos, en la figura III.7.5, como la representación triangular de la relación de intensidades de las reflexiones basales de las micas, se corresponde con la de micas de tipo fengítico.

#### D) Microscopía electrónica.

Al igual que en la serie anterior, la microscopía electrónica ha posibilitado verificar la sospecha de la presencia de paligorskita a lo largo de toda la serie; igualmente ha colaborado a la hora de cuantificar la proporción de paligorskita, observándose claramente como la abundancia de fibras de este mineral es mucho mayor en el tercio central de la serie.

En la tabla III.7.2 se relacionan las proporciones atómicas de esmectitas, ilitas e interestratificados I-S analizados en muestras de la serie de Los Palacios.

Además de ilitas, fengíticas en su mayor parte, se han encontrado esmectitas de dos tipos: beidellitas magnéticas y beidellitas alumino-férricas. Los interestratificados son términos intermedios entre las ilitas y las esmectitas presentes en la secuencia.

### III.8.- SERIE DE CUEVAS DE ALMANZORA.

A 4 km. Este - Sureste de la localidad de Cuevas de Almanzora y en la orilla norte del río Almanzora, se sitúa esta secuencia que ha sido objeto de estudio de diferentes autores (Montenat et al., 1976; Cita et al., 1980; Geerlings et al., 1980). Podemos ver su localización geográfica, así como su entorno geológico en la figura III.7.1.

La parte inferior de la serie consiste en una sucesión de margas grises y gris amarillentas que incluye pasadas de areniscas turbidíticas gradadas, que se adelgazan y hacen menos numerosas hacia el techo. A continuación, se sitúan unas margas de colores alternantes finamente laminadas; el color dominante es gris verdoso, pero también las hay amarillas y pardas. En este segundo tramo, se encuentran restos vegetales, óxido de hierro, y junto a foraminíferos messinienses, ostrácodos que en ocasiones son el componente bioquímico dominante y que indican un medio salobre poco profundo (Cita et al., 1980). Geerlings et al. (1980) encontraron en estas laminitas ejemplares de plantas (*Chara* sp.) no marinas. Por último, se colocan margas de color gris blancuzco con algún nivel arenoso a techo de la serie. En estas margas se encuentran moluscos (*Amussiun*) y foraminíferos esencialmente planctónicos que datan del Plioceno (*Globorrotalia Margaritae*). En este conjunto también se encuentran escasos ostrácodos.

#### DATOS MINERALOGICOS.

En la figura III.8.2 se recoge un esquema de la columna estratigráfica de la serie, así como la mineralogía global y de arcillas de las muestras estudiadas.

Fig. III.8.1.- Litología global y de arcillas de la serie de Cuevas de Almazora. a:margas, b:arenas, c:laminatas, d:margas limosas; 1:filosil., 2:calcita, 3:dolomita, 4:cuarzo, 5:feldesp., 6:esmect., 7:ilita, 8:caol.+clor., 9:palig., 10:parag., 11:caolinita, 12:clorita.

### A) Mineralogía global.

En esta secuencia encontramos carbonatos (calcita y dolomita), cuarzo y feldespatos. Además, yeso y goethita están presentes en forma de trazas.

Los filosilicatos, con un valor medio del 48%, tienden a concentrarse en la zona central de la columna. Calcita y dolomita muestran proporciones bastantes constantes en toda la serie con valores medios respectivos de 30 y 7%.

Cuarzo y feldespatos, que siguen una evolución paralela, se concentran a techo y muro de la serie, mostrando en la parte central una reducción de sus porcentajes medios que son 12 y 3% respectivamente.

Estos valores, junto con el resto de las medias, se exponen en la figura III.8.3.

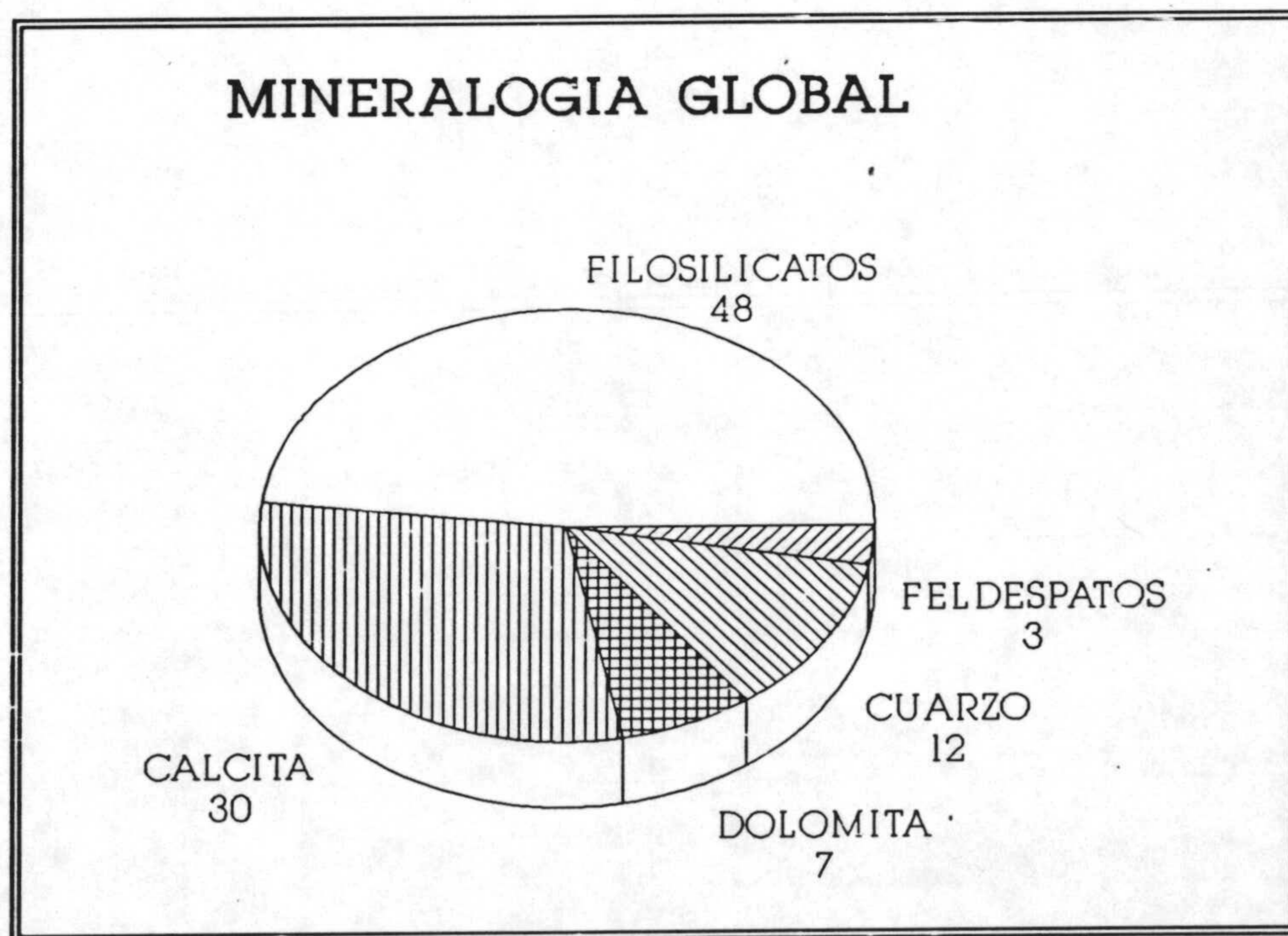


Fig. III.8.3.- Mineralogía global media de la serie de Cuevas de Almazora.

## B) Mineralogía de arcillas.

De forma semejante a lo que sucede en las dos series descritas anteriormente, la mineralogía de arcillas es diferente en las fracciones arcilla y limo, ya que en esta última desaparece la paligorskita y pasa a ser dominante la ilita, al tiempo que aumentan sus valores paragonita, clorita y caolinita.

Por otra parte, en la fracción arcilla, es de destacar el aumento de paligorskita en la zona central de la secuencia, superando siempre su valor medio (26%) y llegando hasta un 38% en la muestra CUA20.

La ilita muestra un comportamiento contrario, pues en dicha zona presenta valores inferiores a su promedio, que es 24%. Por su parte, las esmectitas e interestratificados ilita-esmectita se mantienen bastante constantes a lo largo de toda la serie, con un valor medio del 48%.

La paragonita y la caolinita, así como la clorita, en los dos tercios inferiores de la columna se presentan como trazas; sin embargo, en el tercio superior aparece un enriquecimiento en clorita que llega hasta un 6%.

En la fracción limo, es la caolinita la que se concentra en el tercio superior, pasando de valores del 6-7% a otros del 14-15%. Clorita y paragonita se mantienen constantes alrededor del 5%.

Por lo que respecta a los minerales de la arcilla mayoritarios, existe una correlación negativa entre esmectitas e ilita con porcentajes medios del 18 y 63% respectivamente.

Se recoge en la figura III.8.4 la mineralogía de arcillas media en las fracciones arcilla y limo.

## MINERALOGIA DE ARCILLAS

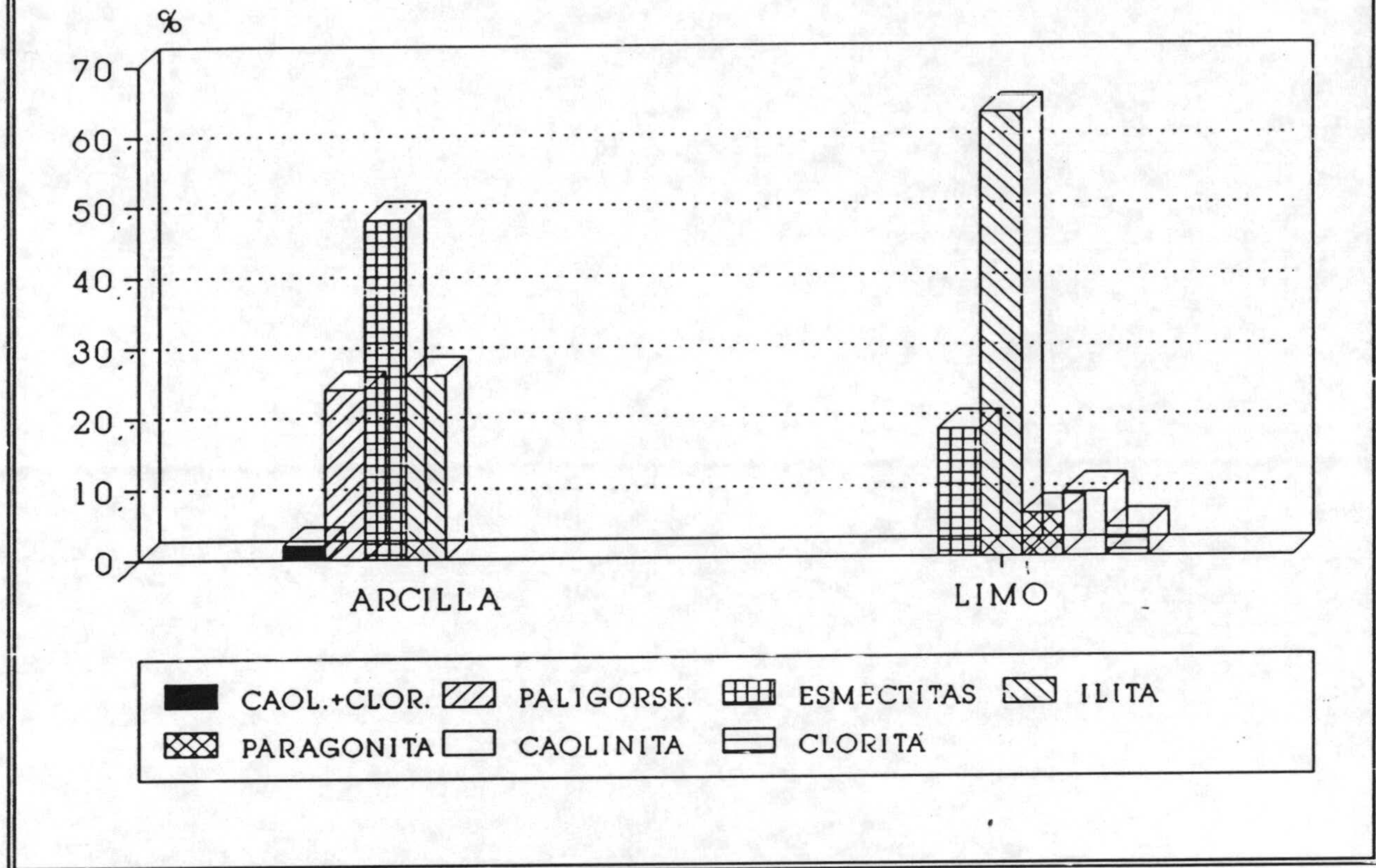


Fig.III.8.4.- Mineralogía de arcillas media de la serie de Cuevas de Almazora.

### C) Parámetros cristalográficos.

Los valores obtenidos de la medición de los parámetros cristalográficos de las ilitas, cloritas y paragonitas presentes en las muestras, tanto en la fracción  $<2 \mu\text{m}$  como en la comprendida entre  $2$  y  $20 \mu\text{m}$  se ofrecen en forma de tabla, la III.8.1. De ella se deducen algunos datos que comentamos a continuación.



Tabla III.8.1.- Perámetros cristalográficos de la serie de Cuevas de Almanzora.

Fracción <2  $\mu\text{m}$ : 1:d 002 ilita, 2:crist. ilita 002, 3:crist. ilita 004; Fracción 2-20  $\mu\text{m}$ : 4:d 002 ilita, 5:d 002 parag., 6:  $^{\circ}2\theta$  ilita-paragonita, 7:d 001 clorita, 8:crist. ilita 002, 9:crist. ilita 004, 10:crist. parag. 004, 11:crist. clorita 003.

El espaciado basal de la ilita (9.96) es propio de ilitas con bajo contenido en Na (la relación Na/Na+K es 0.17).

La diferencia angular existente entre las reflexiones 00,10 de la ilita y paragonita se sitúa en torno a 1.663.

El espaciado basal de las cloritas oscila entre 14.134 y 14.171.

La cristalinidad de la ilita en la fracción arcilla presenta valores que van desde 0.22 hasta 0.60. La cristalinidad más baja se sitúa en el tercio central de la secuencia. En la fracción limo, las ilitas tienen una cristalinidad alta (0.18), tal y como sería propio de micas heredadas directamente de rocas metamórficas, en las que son habituales tales cristalinidades.

La relación de intensidades de las micas se representa en la

figura III.8.5. De esta figura se puede deducir que las micas presentes en esta secuencia se corresponden con fengitas.

Fig. III.8.5.- Diagrama triangular de la relación de intensidades de las reflexiones basales de micas de Cuevas de Almanzora. :fracción arcilla, :fracción limo.

#### **D) Microscopía electrónica. Microanálisis.**

Al igual que en las dos series anteriores, la microscopía electrónica de transmisión ha posibilitado la identificación de la paligorskita a lo largo de toda la secuencia, y verificado su mayor proporción en su tercio central. Mediante microdifracción electrónica se han podido diferenciar partículas de illita y de esmectita que mostraban morfologías semejantes, ya que las esmectitas presentan defectos de apilamiento de capas. (Ver fotografías 2 y 4 de L.4).

La tabla III.8.2 recoge las proporciones atómicas de distintas fases minerales deducidas de los microanálisis realizados en

microscopía electrónica de transmisión.

En la tabla podemos ver el carácter fengítico de las ilitas. Las esmectitas dominantes son beidellitas magnésicas, también hay beidellitas y algunas saponitas con alto contenido en hierro y aluminio.

### III.9.- SERIE DE LOS YESOS.

Esta serie se corresponde con el Miembro Abad de la Formación Turre, definida por Völk y Rondeel en 1964. Está situada en la zona occidental de la Cuenca de Sorbas, cerca del cruce de la carretera que une Tabernas y Sorbas (km. 152) con la carretera de Turrillas. En la figura III.9.1 se representa su localización geográfica así como su entorno geológico.

Fig. III.9.1.- Localización geográfica y esquema geológico del sector de los Yesos.

La serie messiniense se coloca sin discontinuidad sobre margas del Tortoniense superior que contienen *Globorrotalia acostaensis*, *Gl. pseudomiocénica* y *Gl. humerosa* (Schlein, 1977). Es una serie fundamentalmente margosa de carácter pelágico, depositada en una zona profunda de la cuenca. Comienza por un tramo de unos 25 m. de margas grises, micáceas, ricas en foraminíferos planctónicos epipelágicos, denominadas "margas lívidas" (Ott d'Estevou, 1980). En su zona superior se intercala un nivel más carbonatado formado por la alternancia de margas y de calizas con materiales bioclástico procedente de los arrecifes situados en los bordes de la cuenca.

Sobre las margas lívidas se sitúa un paquete en el que se alternan calizas arenosas con pycnodontes y finos lechos de margas arenosas. Esta sedimentación margoso-arenosa constituye el siguiente episodio en el que se encuentran restos de ostras.

A continuación destaca un nivel, fácilmente correlacionable

lateralmente, constituido por los bancos conglomeráticos de material arrecifal y placas de lumaquela entre los cuales se intercala un lecho blanco de diatomitas con restos de peces y foraminíferos seguido de otro lecho margoso de color ocre con foraminíferos bentónicos indicadores de aguas poco profundas, *Bolivina*, *Cibicides*, *Elphidium* y *Florilus* (Schlein, 1977).

Por último y por debajo de los depósitos evaporíticos de yesos encontramos un conjunto de margas limosas con intercalaciones de calizas arenosas, en el que destaca una secuencia diatomítica seguida de margas verdosas con yeso. La edad de esta serie es Messiniense (Schlein, 1977; Ott d'Estevou, 1980) tal y como pone de manifiesto la asociación de *Globorotalia mediterránea*, *Gl. dutertrei* y *Gl. conomiocea*, así como la presencia de *Discoaster quinqueramus* y de diatomeas de la Zona *Thalassiosira convexa* de Burckle (Burckle, 1977; Sánchez Jiménez, 1988).

#### DATOS MINERALOGICOS

En la figura III.9.2 se recoge la columna estratigráfica de la serie y la mineralogía tanto de la muestra total como de arcillas de las muestras estudiadas.

##### A) Mineralogía global

Los minerales que se encuentran presentes en esta secuencia son filosilicatos, calcita, dolomita, cuarzo y feldespatos; también hay yeso en buena parte de las muestras estudiadas, y halita, pirita, ópalo A y ópalo CT como componentes minoritarios.

Fig. III.9.2.- Litología y mineralogía global y de arcillas de la serie de Los Yesos.

Los filosilicatos representan una media del 29% del total de la muestra, no obstante, los valores más habituales son cercanos al 40%. La bajada en la media es debido a la existencia de niveles más detríticos y, sobre todo, de niveles muy ricos en yeso, en los que hay menor cantidad de minerales de la arcilla.

En cuanto a los carbonatos, predomina la calcita con una media del 22% frente a un 5% de dolomita. Podemos destacar la correlación negativa existente entre estos dos minerales. Así, por ejemplo, el máximo de calcita (65%) se corresponde con el mínimo de dolomita (Tr) y el máximo de dolomita (25%) con el mínimo de calcita (Tr).

Cuarzo y feldespatos están presentes en proporciones medias del 24 y 5% respectivamente, llegando a máximos del 60% para el cuarzo y del 13% para los feldespatos en los niveles más detríticos.

El último mineral que llega a ser mayoritario es el yeso, éste se distribuye desigualmente a lo largo de la secuencia. Se podría decir que aumenta, si bien irregularmente, de muro a techo de la secuencia hasta llegar a la muestra LY21, constituida casi exclusivamente por yeso. A partir de esta muestra disminuye bruscamente en los últimos niveles margosos anteriores a la Formación Yesares.

La halita aparece en la mayor parte de las muestras como trazas; no obstante hay niveles en los que llega a tener una concentración más elevada, destacando las muestras LY15 y LY16 en los que alcanza los valores de 17 y 14% respectivamente.

Fig. III.9.3.- Mineralogía global media de la secuencia de Los Yesos.

El ópalo se presenta bajo dos formas. El ópalo A aparece

formando caparazones de diatomeas fundamentalmente en las muestras LY5 a LY8 y puede llegar a constituir hasta el 75% del total de la muestra (LY7). La segunda forma es el ópalo CT que aparece a nivel de trazas entre las muestras LY2 a LY9 y puntualmente en niveles superiores.

Por último, hay indicios de la presencia de pirita y goethita en varias muestras a lo largo de la secuencia.

En la figura III.9.3. se recogen las proporciones medias de la mineralogía global de esta secuencia.

#### **B) Mineralogía de arcillas.**

La figura III.9.4. representa la mineralogía de arcillas media tanto para la fracción  $<2\text{-}\mu\text{m}$  como para la comprendida entre 2 y  $20\ \mu\text{m}$  de esta serie.

La mineralogía de arcillas está constituida por esmectitas, illita, caolinita, clorita, paragonita e interestratificados illita-esmectita e illita-clorita.

En la fracción menor de dos micras el componente mayoritario son las esmectitas e interestratificados illita-esmectita con un valor medio del 55%. La illita presenta porcentajes que varían desde el 17 al 56% con una media del 37%.

En la fracción limo los porcentajes se invierten: la illita es la fase mayoritaria llegando a un 62% de media en la secuencia y la esmectita se reduce a un 24% como valor medio.

Caolinita y clorita están presentes en ambas fracciones con valores similares: 5% en la fracción arcilla y 6% en la fracción limo. La paragonita se concentra fundamentalmente en la fracción de 2 a  $20\ \mu\text{m}$  donde llega a suponer un 5% del total a diferencia de la fracción  $<2\ \mu\text{m}$  donde sólo aparece como trazas.

Los interestratificados son de varios tipos. Los más abundantes son los de illita-esmectita tipo I-S (con un 45-60% de capas de esmectita); también hay del tipo III-S (con menos de un 20% de capas de esmectita) y otros ordenados al azar o random. Igualmente se han detectado trazas de interestratificados illita-clorita.

Por último, señalar la existencia de indicios de paligorskita en la fracción arcilla de las muestras LY6 a LY10 y en la LY15.

Fig. III.9.4.- Mineralogía de arcillas media de las fracciones arcilla y limo de la serie de Yesos.

UNIVERSIDAD DE GRANADA

12 NOV. 1992

COMISION DE DOCTORADO

### C) Parámetros cristalográficos.

Los resultados obtenidos de la medición de algunos parámetros cristalográficos de los filosilicatos vienen recogidos en la tabla III.9.1.

Tabla III.9.1.- Parámetros cristalográficos de los filosilicatos de las fracciones arcilla y limo de la serie de Los Yesos.

De los datos que se exponen en la tabla anterior podemos destacar los siguientes aspectos. Las illitas presentan un espaciado basal (9.973) que se corresponde con un grado de paragonita bajo (Evans y Guidotti, 1966).

La cristalinidad de la illita en la fracción arcilla presenta un valor medio de 0.28 °2θ y en ella se puede observar cómo aumenta ligeramente de muro a techo de la secuencia, pasando aproximadamente de 0.22 a 0.33 °2θ respectivamente. Esta



cristalinidad en la fracción limo es menor, situándose en torno a  $0.19 \text{ } ^\circ 2\theta$ , propio de las micas heredadas a partir de rocas metamórficas.

El incremento angular entre las reflexiones basales de la illita y la paragonita presenta un valor medio de  $1.698 \text{ } ^\circ 2\theta$ .

El espaciado basal de las cloritas es bastante elevado, su promedio es de  $14.236 \text{ \AA}$ . Su cristalinidad es muy elevada,  $0.16$ , indicando su procedencia detrítica a partir de las rocas metamórficas circundantes.

Las relaciones de intensidades de las micas de esta secuencia, que se han situado en un diagrama de Rey y Kubler (1983) modificado para un difractómetro con rendija automática, se muestran en la figura III.9.5, en la que se puede apreciar cómo se corresponden con valores propios de fengitas (ver figura II.2.)

Fig. III.9.5.-

#### D) Microscopía electrónica.

En la tabla III.9.2 se muestra la composición química de algunos de los filosilicatos presentes en los sedimentos de esta secuencia.

Las fases analizadas corresponden a illitas que presentan sustituciones de tipo fengítico ( $\text{Si} > 3$  y  $\text{Al}^{\text{VI}} < 2$ ) y a esmectitas de tipo beidellítico. La mayor parte de las beidellitas son tipo alumínico-férrico, también hay algunas de tipo magnésico. Igualmente hay análisis de interestratificados de illita-esmectita.

Tabla III.9.2.

EL estudio en microscopía electrónica de las muestras de esta secuencia también se ha realizado con la idea de comprobar la ausencia o presencia de paligorskita en la fracción arcilla. En este caso, y a diferencia de lo ocurrido en otras secuencias en las que los difractogramas de rayos-X tampoco eran dilucidatorios sobre la presencia de esta mineral fibroso, no se han encontrado fibras de paligorskita más que en las muestras LY6 a LY10, en donde estaban presentes tan sólo a nivel trazas, siendo las fibras además de pequeño tamaño.

### III.- SERIE DE LOS MOLINOS DEL RIO AGUAS.

Al igual que la serie anterior, estos materiales se corresponden con el Miembro Abad de la formación Turre, definida por Völk y Rondeel en 1964. Se sitúa en la parte oriental de la cuenca. a lo largo de la carretera que une Sorbas con Nijar, en las proximidades de Los Molinos del Río Aguas. Estos depósitos han sido estudiados por otros autores como Montenat (1975), Geerling (1977), Serrano Lozano (1979), Ott d'Estevou (1980), Sánchez Jiménez (1988), etc. La asociación faunística encontrada, similar a la ya descrita para la serie de Los Yesos, les confiere una edad messiniense. En la figura III.10.1 podemos localizar geográficamente la secuencia así como ver el entorno geológico de la zona.

Fig. III.10.1.-

La serie se dispone sobre la caliza de algas que supone el tránsito Tortoniense-Messiniense. Ott d'Estevou y Montenat (1990) distinguen dos conjuntos dentro de estos materiales preevaporíticos. En primer lugar un conjunto inferior, representativo de una sedimentación de mar abierto. Está formado por margas arenosas amarillentas y por las margas lívidas de color gris verdoso y ricas en mica. Estas últimas contienen intercalaciones de pequeños bancos de caliza margosa que se hacen más numerosos hacia arriba, dando paso al tramo final del conjunto inferior: una alternancia de margas y calizas margosas muy duras que contienen restos de organismos neríticos perirrecifales. Este tramo representaría la traza de los arrecifes que crecían en los bordes, en zonas más profundas de la cuenca (Ott d'Estevou y Montenat, 1990).

El conjunto superior representaría un confinamiento del medio de sedimentación. Comienza con margas de color gris oscuro que contienen organismos bentónicos propios de un medio marino

poco profundo y confinado: Ammonia, Bulimina y Bolivina (Ott d'Estevou, 1980). A continuación, margas limosas grises y amarillentas entre las que se sitúan niveles de laminillas blancas ricas en diatomeas. Los foraminíferos bentónicos son propios de un medio litoral o infralitoral. La serie finaliza con un tramo de margas verdosas azoicas situadas bajo el depósito de yesos.

### **DATOS MINERALOGICOS**

En la figura III.10.2 se han representado conjuntamente la columna estratigráfica y la mineralogía, tanto global como de arcillas, de la secuencia de Los Molinos del Río Aguas.

#### **A) Mineralogía global**

Se encuentran presentes en esta secuencia los siguientes minerales: filosilicatos, calcita, dolomita, cuarzo, feldespatos y yeso de forma mayoritaria, y halita, ópalo A, ópalo CT, pirita y goethita como accesorios.

Los filosilicatos son los más abundantes, con porcentajes que varían entre 21 y 53% siendo la media 32%. Otro tercio del total de las muestras lo constituyen los carbonatos; la calcita tiene un valor medio de 22% y la dolomita un 88%, ambos minerales se correlacionan negativamente.

Cuarzo y feldespatos varían a lo largo de la secuencia dependiendo del carácter más o menos detrítico de los niveles. Sus porcentajes medios respectivos son 18% y 5%.

Fig. III.10.2

El yeso aparece en la parte baja de la secuencia tan solo a nivel de trazas, pasando a partir de la muestra LM7 a presentar valores que van desde un 5% hasta un 28% en las muestras LM12 y LM13.

Es destacable la muestra LM15, constituida en más de un 80% por ópalo A y ópalo CT. Abunda mucho más el ópalo A que es constituyente de los caparzones de diatomeas. El ópalo CT también aparece como trazas en muestras inferiores.

Por último, señalar la presencia como minerales accesorios de halita, pirita y goethita.

#### **B) Mineralogía de arcillas.**

La mineralogía de arcillas de la fracción  $<2 \mu\text{m}$  está constituida por esmectitas, ilita, paligorskita, caolinita, clorita, paragonita e interestratificados ilita-esmectita e ilita-clorita.

Más de la mitad de esta fracción (55%) la forman esmectitas e interestratificados ilita-esmectita de tipo I-S y Random. La ilita representa un 36% y la paligorskita un 7%, clorita y caolinita se encuentran como trazas al igual que la paragonita y los interestratificados ilita-clorita.

Fig. III.10.3

En cuanto a la fracción limo, encontramos la normal exclusión de la paligorskita dado su tamaño y forma, y la inversión de los porcentajes de esmectita e ilita, que pasan a ser de 23 y 67% respectivamente. Caolinita y clorita se concentran preferentemente en esta fracción, donde presentan un valor conjunto del 7%. La paragonita se acerca a un 5% del total de esta fracción entre 2 y 20  $\mu\text{m}$ .

Estos valores medios de los minerales de la arcilla se muestran gráficamente en la figura III.10.3.

### C) Parámetros cristalográficos.

Los datos correspondientes a los parámetros cristalográficos calculados en las muestras estudiadas, que a continuación son comentadas, vienen recogidos en la tabla III.10.1.

El contenido en sodio en las ilitas, deducido de su espacio basal, es bajo. Su cristalinidad en la fracción arcilla sólo ha sido posible medirla, para la mayoría de las muestras, en la reflexión a 5 Å , dada la presencia de paligorskita en la mayor parte de la secuencia. El valor obtenido ha sido de 0.31 °2θ de media, superior a los 0.20 °2θ observados en la fracción limo. En esta fracción se han medido también altas cristalinidades para la paragonita (0.18) y para la clorita (0.17), todas ellas reflejo de una procedencia detrítica.

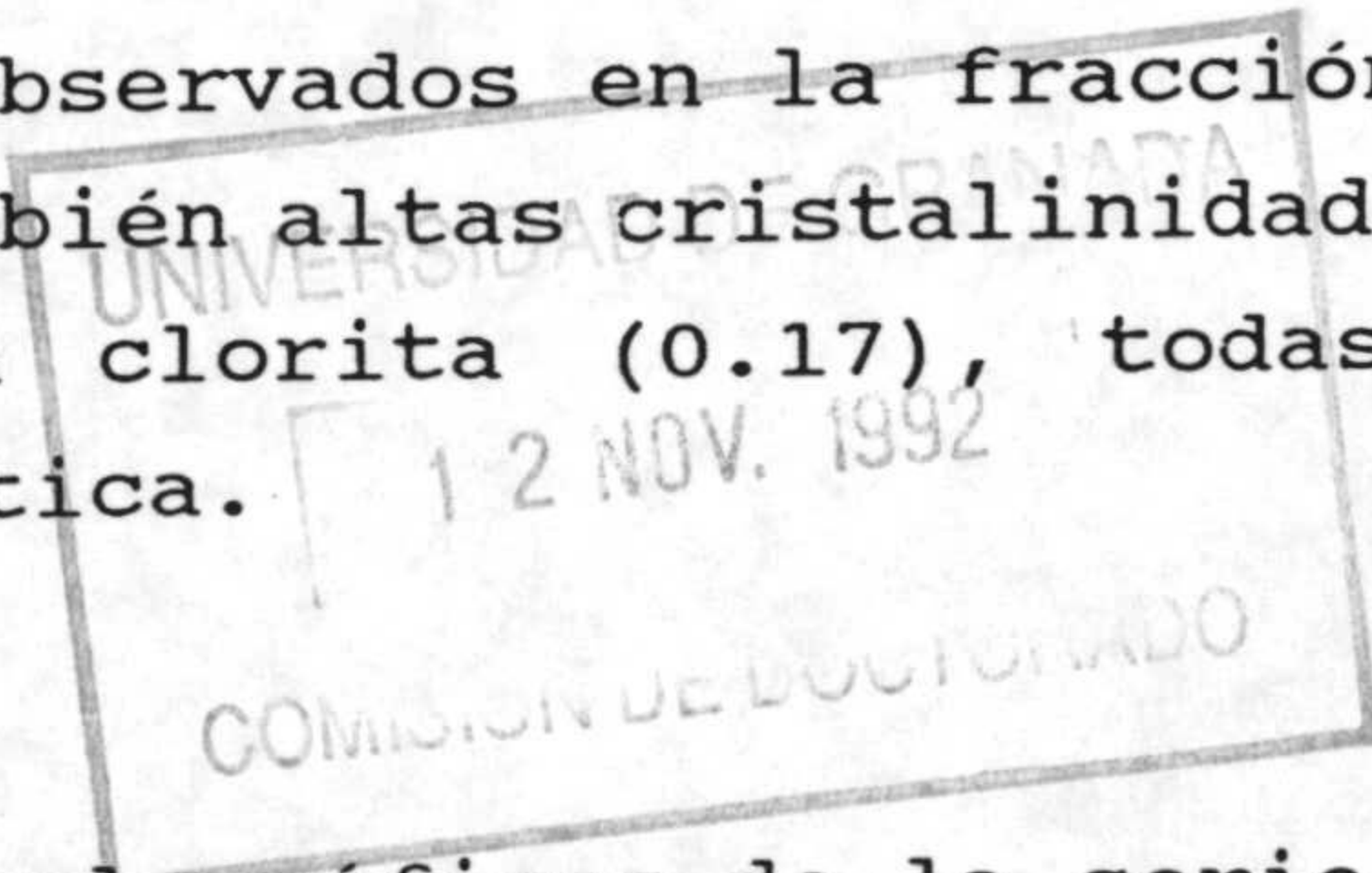


Tabla III.10.1.- Parámetros cristalográficos de la serie de Los Molinos.

La diferencia angular existente entre las reflexiones 00,10 de la ilita y la paragonita se sitúa en torno a 1.646 °2θ.

El espaciado basal de las cloritas presenta un valor medio de 14.149.

Finalmente señalar el carácter fengítico de las ilitas de esta secuencia, tal y como se deduce de la relación de sus intensidades basales tanto para la fracción arcilla como para la fracción limo, que se representa en un diagrama de Rey y Kubler (1983) modificado para rendija automática.

Fig. III.10.5.

#### D) Microscopía electrónica.

Las fórmulas estructurales calculadas a partir de análisis EDS en microscopía electrónica de transmisión y que se muestran en la tabla III.10.2. son similares a las encontradas en la secuencia anterior, si bien en este caso la proporción de beidellitas magnéticas es equivalente a las de tipo aluminico-férrico. Las ilitas siguen siendo de tipo fengítico. En cuanto a los interestratificados podemos observar que están formados por la intercalación de capas de los términos antes citados.

En lo que concierne a la presencia de paligorskita, podemos decir que se han encontrado fibras en todas las muestras, si bien en algunos casos eran escasísimas e incluso anecdóticas. Por el contrario, en otras muestras (LM20, sobre todo) la abundancia era mayor. La estimación visual ha sido utilizada para modificar los porcentajes asignados en el análisis cuantitativo de rayos-X.

### III.11.- SERIE DE CARIATIZ.

Los sedimentos de esta serie se corresponden de nuevo con el miembro Abad de la Formación Turre (Völk y Roondel, 1964) y se dispone bajo las calizas arrecifales del Miembro Cantera, definido por los mismos autores.

El corte se localiza en la zona nororiental de la cuenca en un lugar denominado el "El Algarrobal", situado al este de la localidad de Cariatiz. La situación geográfica y un esquema de la geología de la zona se representan en la figura III.11.1

Fig. III.11.1.-

La serie comienza con unas margas y margas limosas grises y blancuzcas que podrían correlacionarse con las margas lívidas de los cortes de Los Yesos y Los Molinos del Río Aguas. Verticalmente se llega a unos niveles de limos blancos y amarillentos que dan paso a margas y margas limosas entre las que se intercalan dos tramos blancos, de unos 20-30 cm., de unas laminillas constituidas casi exclusivamente por diatomeas y restos de peces. A excepción de un nivel de margas limosas de color ocre debido a la abundante presencia de óxidos de hierro, las margas que se sitúan junto a las diatomitas son de color gris, pero al contener gran número de finos lechos blancos adquieren un tono blancuzco característico. La parte superior de la serie está formada por la alternancia de margas grisáceas y amarillentas con areniscas y calcarenitas. En esta serie de Cariatiz, margen norte de la Cuenca, los arrecifes se disponen por encima de las margas lívidas y las diatomitas, a diferencia de lo que ocurre en otras zonas de la Cuenca en las que ambas facies se correlacionan lateralmente.



La edad de estos materiales es messiniense preevaporítico (Sánchez Jiménez, 1988), corroborada por su posición estratigráfica, ya que lateralmente encontramos las margas y limos colocados justo por debajo de los depósitos evaporíticos de yesos.

#### DATOS MINERALOGICOS

Podemos ver la columna litológica y la caracterización mineralógica, tanto global como de los minerales de la arcilla de la series de Cariatiz en la figura III.11.2.

##### A) Mineralogía global.

En todas las muestras de esta secuencia se encuentran presentes los siguientes minerales: filosilicatos, calcita, dolomita, cuarzo y feldespatos; además encontramos de forma puntual yeso, halita, ópalo A y CT, pirita, goethita y anfíboles.

Los filosilicatos muestran una variación alta entre el 12 y el 57% del total de la muestra, siendo 35% el valor medio. Igual ocurre con los carbonatos. La calcita fluctúa desde trazas (CZ3) hasta el 55% (CZ11); 29% es el porcentaje medio. La dolomita aparece comprendida entre el 7% y el 38%, siendo en algunas de las muestra el carbonato mayoritario; 14% es su valor medio. En esta secuencia se alcanzan mayores proporciones de carbonatos, ya que hay niveles calcareníticos preludio del asentamiento de los corales arrecifales.

En cuanto al cuarzo y los feldespatos podemos decir que muestran pequeñas variaciones en torno a la media con la que aparecen, 13 y 5% respectivamente.

Fig. III.11.2.-

Yesos y halita aparecen como trazas la mayoría de las veces. Sus máximos son 9% para el yeso en la muestra CZ8 y 6% para la halita en la muestra CZ4.

La presencia de niveles diatomíticos en la secuencia justifica la aparición de ópalo A, sobre todo en las muestras CZ8 a CZ10, en las que llega a constituir más del 30% de la muestra. Si se compara con los niveles diatomíticos descritos en las dos secuencias anteriores se puede observar que los de esta secuencia son menos puros. El ópalo CT se encuentra en porcentajes cercanos al 5%, sobre todo en la parte baja de la secuencia.

Finalmente, hay que señalar la presencia de pirita, goethita y algunos anfíboles como minerales accesorios en algunas de las muestras de esta secuencia.

#### **B) Mineralogía de arcillas.**

En la figura III.11.4 se resume de forma gráfica la mineralogía de arcillas de las fracciones arcilla y limo de la secuencia de Cariatiz.

Esta mineralogía está constituida por esmectitas, ilita, paligorskita, paragonita, caolinita, clorita e interestratificados ilita-esmectitas e ilita-clorita.

La paligorskita tan sólo está presente en la fracción  $<2 \mu\text{m}$  en pequeñas cantidades (5% de media). En la mayoría de las muestras está como trazas, alcanzando su máximo en la muestra CZ8 con un 16%.

Los valores de esmectitas e ilitas son bastante constantes a lo largo de toda la secuencia. En la fracción arcilla dominan

esmectitas e interestratificados ilita-esmectita de tipo I-S y random con un valor medio del 55%, frente a un 39% de ilita e interestratificados ilita-esmectita de tipo III-S (estos últimos se encuentran presentes tan sólo a nivel trazas). En la fracción limo vuelven a invertirse las proporciones, 27% para esmectitas y 61% para ilitas.

Fig. III.11.4.-

Paragonita, caolinita y clorita, que en la fracción arcilla se encuentran como trazas, se concentran en la fracción limo pasando a tener 5% en el caso de la paragonita y 7% conjuntamente para caolinita y clorita.

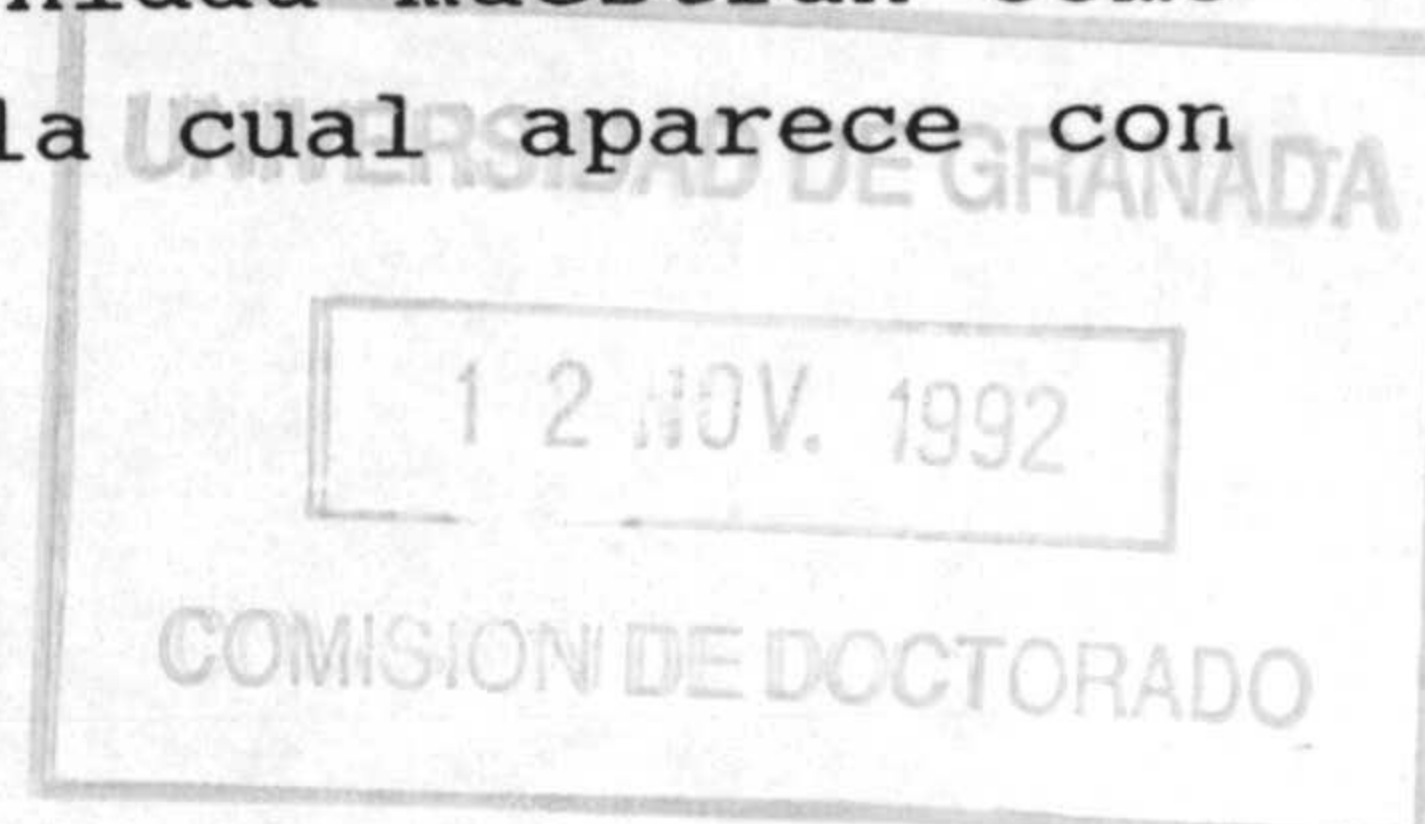
Finalmente, citar la presencia de trazas de interestratificados ilita-clorita en la fracción  $<2 \mu\text{m}$  de algunas de las muestras estudiadas en esta secuencia.

### C) Parámetros cristalográficos.

Se muestran en la tabla III.11.1 los resultados obtenidos tras realizar la medición de parámetros cristalográficos en algunos de los filosilicatos presentes en esta secuencia.

De estos datos podemos hacer las siguientes deducciones.

El espaciado basal de la ilita (9.986 Å) se corresponde con un contenido en sodio muy bajo. La cristalinidad de la ilita en la fracción arcilla no se ha medido en la reflexión a 10 Å cuando ha estado presente la paligorskita; tampoco ha sido posible la medición en la reflexión a 5 Å en aquellas muestras con gran cantidad de ópalo, ya que la banda del ópalo A afectaba la reflexión mencionada. Los datos de cristalinidad muestran cómo ésta es menor en la fracción arcilla, en la cual aparece con



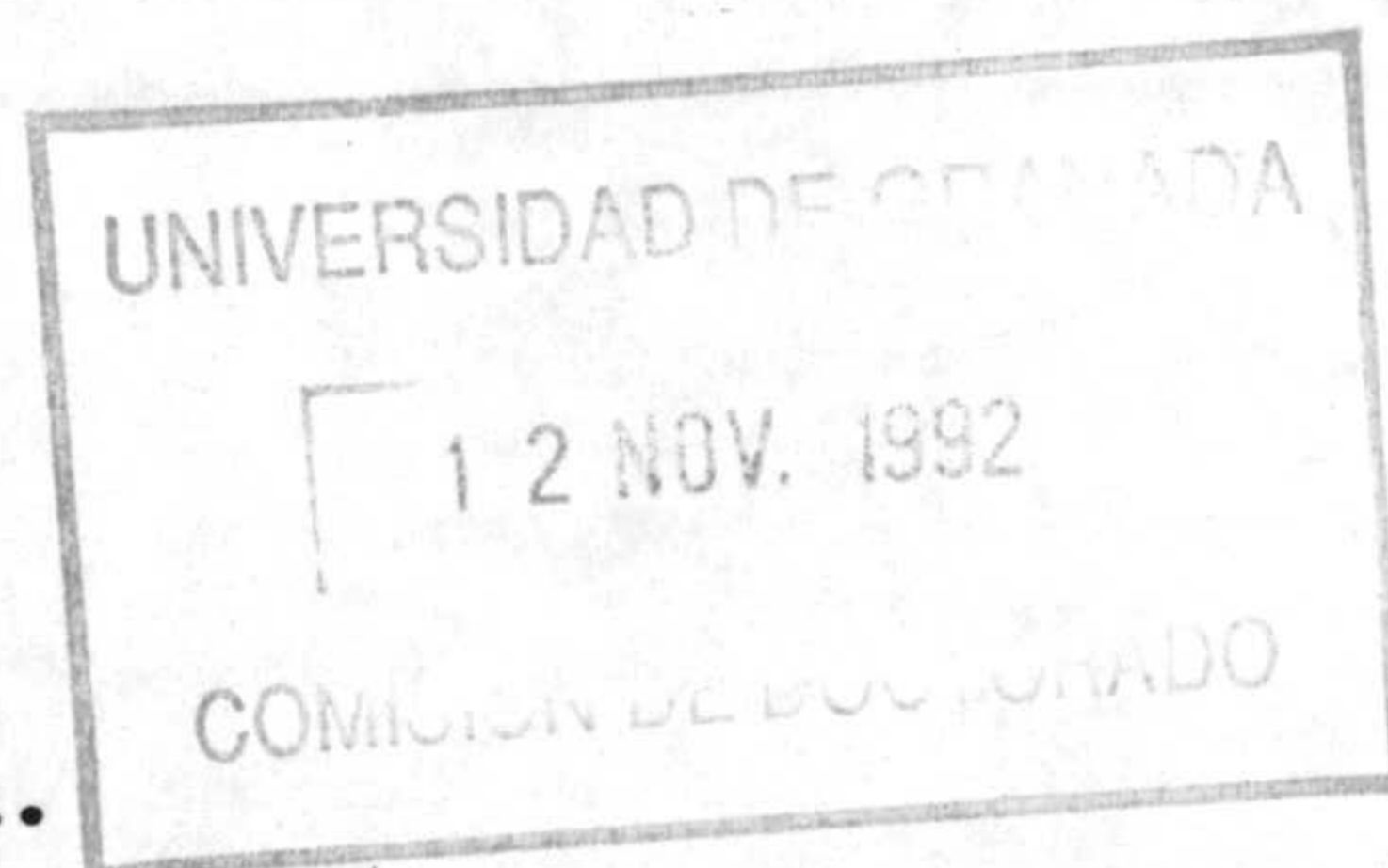
valores superiores en  $5^{\circ}2\theta$  de media sobre los  $0.20^{\circ}2\theta$  de la fracción limo. También muestran cristalinidades altas la paragonita ( $0.19$ ) y la clorita ( $0.17^{\circ}2\theta$ ).

El valor del incremento angular entre las reflexiones  $00,10$  de la ilita y de la paragonita es de  $1.622$ .

El espaciado basal de las cloritas se sitúa entre  $14.108$  y  $14.292$  Å.

Podemos observar a continuación, en la figura III.11.5, cómo los puntos correspondientes a la relación de intensidades de las reflexiones basales de las micas se sitúan en el campo propio de las fengitas.

Fig. III.11.5.-



#### D) Microscopía Electrónica.

La visualización de las muestras en TEM ha permitido confirmar la presencia de paligorskita en toda la secuencia (excepto en la muestra CZ2), si bien en cantidad muy diferente. Así, tan solo en cinco de las muestras se presenta en una cantidad apreciable (aproximadamente del 5 al 15%) en el resto tan sólo se han visto algunas fibras de pequeño tamaño.

Por lo que se refiere al microanálisis de otros minerales de la arcilla, cuyos resultados se relacionan en la tabla III.11.2, podemos decir que las ilitas son de tipo fengítico y que las esmectitas más abundantes son beidellitas; algunas presentan un contenido más alto en Mg y se han clasificado como beidellitas magnéticas. Los interestratificados son de tipo ilita-beidellita aluminico-férrica e ilita-beidellita magnética.

### III.12.- SERIE DE SORBAS.

Muy próxima a la localidad de Sorbas y en dirección ESE, por encima de los depósitos de yesos de Los Molinos, se encuentran unos materiales correlacionables estratigráficamente con las capas blancas de Sorbas, descritas por Ott d'Estevou (1980). La serie estudiada por este autor se compone de tres tramos con tres términos cada uno de ellos: laminitas de colores claros, más potentes en los tercios inferiores; areniscas con estratificaciones cruzadas; y calizas oolíticas de color blanco que tienen una máxima representación en el tercio superior. Los materiales aquí estudiados son los situados más al Este, junto a las carreteras que se dirigen hacia Vera y Nijar. En la figura III.12.1 se representa la localización geográfica y la geología del entorno de la zona muestreada.

Fig. III.12.1.-

Los sedimentos estudiados pertenecen al Miembro Sorbas de la Formación Caños de Rondeel (1965). Se disponen sobre el Miembro Yesares de la citada Formación constituido por los depósitos evaporíticos de yeso. La edad de los mismos es, pues, messiniense postevaporítico. La serie comienza con unas laminitas amarillentas que contienen yeso pulverulento. Las laminitas pasan a colores grises a veces muy oscuras desprovistas de yeso. Tras una pasada de areniscas se llega a unos niveles más calizos que podrían corresponderse con el primer tramo carbonatado de la serie de Sorbas de Ott d'Estevou (1980). Hasta este punto ambas series son correlacionables, pero por encima, en la serie aquí estudiada, la sedimentación pasa a ser principalmente margosa. Se sucede una alternancia de margas, laminitas y margocalizas con colores variables entre gris, amarillo y blanco. Esta conjunto, que es totalmente azoico, representaría para Ott d'Estevou (1990) una facies lagunar donde dominaría la decantación, y que, al

menos temporalmente, habría estado separada del mar abierto, situado al Oeste, por la barrera oolítica de Sorbas de Ott d'Estevou (1980).

La serie finaliza con una caliza-arenosa blanca grisácea, que presenta dendritas de pirolusita, y una arenisca blanca moteada. Estos últimos términos son también reconocibles en la serie del autor francés, en la cual se sitúan sobre niveles que muestran trazas de una emersión de los materiales, tales como grietas de desecación recristalizadas en yeso y sal y huellas de pájaros y de mamíferos. Esto corroboraría la desconexión con el mar abierto de la zona situada más al Este.

#### **DATOS MINERALOGICOS.**

En la figura III.12.2 se muestra la columna estratigráfica anteriormente descrita y la mineralogía global y de arcillas de los sedimentos que la componen.

##### **A) Mineralogía global.**

Al igual que en las series de la cuenca de Sorbas anteriormente descritas, están presentes en esta secuencia como minerales fundamentales filosilicatos, carbonatos (calcita y dolomita), cuarzo y feldespatos; como minoritarios y accesorios se encuentran yeso, halita, ópalo CT, pirita y goethita.

Si bien en la mayoría de las muestras el componente mayoritario (aproximadamente 47%) son los filosilicatos, éstos presentan mínimos cercanos al 10-15% e incluso sólo como trazas en muestras muy carbonatadas (SB4). Así encontramos un máximo de carbonatos, fundamentalmente de calcita, en las muestras SB3 y SB11 donde representan aproximadamente la mitad del total de la muestra. En el resto de la secuencia los valores de carbonatos oscilan entre el 10 y el 20%.

Cuarzo y feldspatos presentan menor variación que los minerales anteriores, sus valores medios son del 18 y el 5% respectivamente.

En la parte baja de la secuencia, por encima del Miembro Yesares, hay yeso aproximadamente en un 20%, que rápidamente pasa a trazas, desapareciendo a partir de la muestra SB3. En esas dos primeras muestras la halita se sitúa en torno al 5% reduciendo posteriormente su presencia al nivel de trazas en algunas de las muestras.

Fig. III.12.2.-

El ópalo en esta secuencia sólo se encuentra bajo la forma de ópalo CT, como trazas puntuales de pirita y de goethita sobre todo.

#### **B) Mineralogía de arcillas.**

Los datos del análisis mineralógico realizado en las fracciones arcilla y limo que se muestran en la figura III.12.4 son comentadas a continuación. La mineralogía de arcillas está compuesta fundamentalmente por esmectitas e ilitas; así en la fracción  $<2 \mu\text{m}$  estos minerales representan respectivamente un 44 y 50% y en la fracción limo un 23 y 65%.

Fig. III.12.4.-

Caolinita y clorita se presentan en proporciones del 5% en la fracción arcilla y 8% en la fracción limo. También se concentra en la fracción de  $2-20 \mu\text{m}$  la paragonita, que llega a un 5%. Los interestratificados son, sobre todo, de ilita-esmectita, tipos I-S y random, y en las muestras SB5 y SB9 hay trazas de

interestratificados illita-clorita.

### C) Parámetros cristalográficos.

El espaciado basal de la illita (9.977 Å) nos indica que su grado de paragonitización es bajo. La cristalinidad de la fracción arcilla oscila entre 0.31 y 0.30 °2θ, mientras que las illitas de la fracción limo tienen un valor más bajo (0.19 °2θ) muestra de su mejor cristalinidad. 0.18 y 0.17 °2θ es la cristalinidad media de paragonita y clorita respectivamente en esta fracción limo, propias de materiales heredados directamente de rocas metamórficas.

En esta secuencia el valor de incremento de °2θ entre las reflexiones (00,10) de la illita y la paragonita se sitúa en torno a 1.673.

Las cloritas muestran un espaciado basal que oscila entre 14.141 y 14.338 Å.

En cuanto a la relación de las intensidades basales de la illita, que se han representado en un diagrama triangular de Rey y Kübler (1983), podemos ver como se corresponde con términos fengíticos (fig. III.12.3).

Fig. III.12.5.-

Los datos de parámetros cristalográficos que se han comentado se recogen en la tabla III.12.1.

Tabla III.12.1.-



#### D) Microscopía electrónica.

Mediante esta técnica se han encontrado fibras de paligorskita de tamaño reducido en siete de las muestras. Las cantidades son muy pequeñas, superándose el nivel de trazas tan sólo en la muestra SB9 (aproximadamente 5% de la fracción arcilla).

En la tabla III.12.2 vienen recogidas las proporciones atómicas de ilitas, esmectitas e interestratificados I-S de la serie de Sorbas.

Tabla III.12.2

Se puede observar el grado de sustitución de las ilitas que son fengíticas y la existencia de dos tipos de esmectitas: beidellitas alumínico-férricas, que son las más abundantes, y beidellitas magnésicas. Los interestratificados son de tipo ilita-beidellita alumínica.

## SERIE DE ZORRERAS

Esta secuencia constituye el Miembro Zorreras de la Formación Caños definida por Rondeel (1965) para la cuenca de Sorbas. Los sedimentos corresponden a una serie mio-pliocena tal y como se deduce de los fósiles encontrados (Montenat et al., 1976; Montenat et Ott d'Estevou, 1977; Civis et al., 1977; Roep et Van Harlen, 1979; Ott d'Estevou, 1980); si bien el límite mio-plioceno es difícil de precisar debido a la ausencia de los marcadores *Gl. mediterránea* y *Gl. margaritae*.

El corte se ha realizado junto al cerro Zorreras, a lo largo de la carretera que al Este de Sorbas parte con dirección a la población de Lubrín. En la figura III.13.1 se muestra la localización geográfica y geológica de esta secuencia.

Una discontinuidad marcada por un cambio brusco en la sedimentación y por la existencia de paleorrelieves fosilizados señala el techo del Messiniense postevaporítico y el comienzo de la serie mio-pliocena (Ott d'Estevou, 1980). Esta comienza con unas margas arcillosas grises y pardas entre las que se colocan canales de areniscas blancas. A continuación, precedido de arcillas verdosas, destaca un primer nivel blanco constituido por una caliza lagunar a veces masiva y a veces laminada y que contiene abundantes ostrácodos del género *Cyprideis*, *Aurila* y *Llyocypris* (Roep y Van Harten, 1979), así como lamelibranquios (*Limnocardiiides* y *Dreissenides*). Estos fósiles indican una edad messiniense.

Sobre la "caliza blanca inferior" (Ott d'Estevou, 1980) se dispone un potente conjunto de limos y margas limosas de color rojo y pardo, de origen fluvial y eólico. Se intercalan entre ellos areniscas de pequeño espesor y horizontales de paleosuelos. De nuevo encontramos un nivel blanco formado por una caliza lagunar similar a la ya descrita, conocida como la "caliza blanca

superior". Ambas tienen una amplia extensión lateral y permiten una fácil correlación de los niveles.

Por encima de la caliza blanca superior se sitúan más limos y margas limosas rojas y marrones que contienen un incipiente tercer nivel de caliza blanca, el cual sólo posee ostrácodos del género cyprideis.

Por último, encontramos un tramo que pasa de color rojo a amarillo intenso y que forma una cornisa de fácil seguimiento lateral. Se trata de una molasa margo-arenosa ("molasa amarilla" de Ott d'Estevou, 1980) muy bioclástica. Dentro de ella hay una lumaquela formada por gran cantidad de moldes internos de moluscos y restos de balanos, bryozoarios y equínidos. La edad de estos fósiles es pliocena (Montenat y Ott d'Estevou, 1977). De esta forma se llega discordantemente a los limos pliocuaternarios.

Por lo que se refiere a la situación del tránsito Mioceno-Plioceno podemos partir de la caliza blanca inferior que da una edad messiniense (Roep y Van Harten, 1979) al igual que su equivalente lateral más al Oeste (Civis et al., 1977). Estratigráficamente más altos, los limos contienen ostrácodos difíciles de determinar y malacofauna de edad pontiense. La caliza blanca superior lateralmente cambia de facies, pasando a margas con globigerínidos y Globorrotalia acostaensis que muestran la edad pliocena. Así pues, según Ott d'Estevou (1980), la caliza blanca superior podría constituir el tránsito Mioceno-Plioceno en la serie de Zorreras.

#### **DATOS MINERALOGICOS.**

La sucesión litológica de la serie de Zorreras está recogida en la figura III.13.1, en la que igualmente se muestra la mineralogía global y la mineralogía de arcillas de las muestras estudiadas.

Fig. III.13.1.-

**A) Mineralogía global.**

En esta secuencia están presentes los siguientes minerales: filosilicatos, calcita, dolomita, cuarzo, feldespatos, ópalo CT, halita, pirita, goethita y anfíboles.

A diferencia de las cuatro series anteriores, ésta es más detrítica; cuarzo y feldespatos constituyen un tercio del total de las muestras. El cuarzo, con una media del 27%, varía desde un 6% en la muestra ZR4 hasta un 58% en la muestra ZR8; en estas mismas muestras presentan su mínimo (trazas) y su máximo (26%) los feldespatos.

Los filosilicatos que presentan una media del 30% muestran una variación entre un 5% y un 55%. Igualmente, varía mucho la cantidad de calcita (32% de media), ésta va desde trazas a un 71% en ZR5. El otro carbonato existente, dolomita, lo está tan sólo como trazas.

El resto de minerales accesorios son halita, ópalo CT, goethita y pirita, presentes como trazas en la mayoría de las secuencias y anfíboles que aparecen sólo en dos de ellas.

Fig. III.13.3.-

**B) Mineralogía de arcillas.**

Los minerales de la arcilla presentes en la fracción  $<2 \mu\text{m}$  son, por orden decreciente, los siguientes: esmectita, illita, paligorskita, clorita, caolinita, paragonita e interestratificados.

El porcentaje medio de esmectitas e interestratificados ilita-esmectita de tipo I-S es del 47%. La ilita se presenta en un 40% y correlacionada de forma negativa con las esmectitas.

Aumentando de muro (donde sólo aparece como trazas) a techo de la secuencia se encuentra paligorskita. La cantidad de este mineral aumenta sobre todo a partir de la muestra ZR10, llegando a construir más de la mitad de la fracción arcilla (57%) de la muestra ZR13.

La clorita representa de media un 7% mientras que la caolinita tan sólo aparece por encima del 5% en las muestras ZR5 a ZR7 y ZR11.

Finalmente, hay trazas de paragonita en todas las muestras y de interestratificados ilita-clorita en algunas de ellas.

Fig. III.13.4.-

Por lo que respecta a la fracción limo, podemos resaltar la ausencia de paligorskita, la disminución de esmectitas que pasan a ser un 22% de esta fracción y el aumento en las cantidades de ilita (56%), paragonita (8%), caolinita (5%) y clorita (9%).

En la figura III.13.4 se muestra gráficamente la mineralogía de arcillas de esta secuencia.

### **C) Parámetros cristalográficos.**

Se expone en la tabla III.13.1 los datos de parámetros cristalográficos medidos en filosilicatos de la serie de Zorreras.

Tabla III.13.1.-

La illita presenta un bajo grado de paragonitización; de su espaciado basal se deduce una relación Na/Na+K de 0.15-0.16.

El valor de incremento angular entre las reflexiones 00,10 de la illita y la paragonita es de 1.634.

El espaciado basal de las cloritas tiene un valor promedio de 14.236.

Por lo que se refiere a la cristalinidad de los filosilicatos, volvemos a encontrar una alta cristalinidad en la fracción limo, 0.19 para la illita, 0.20 para la paragonita y 0.19 °2θ para la clorita. En la fracción arcilla la illita es algo menos cristalina, los valores medidos en la reflexión a 5 Å se sitúan en torno a 0.25 °2θ.

Por último, y al igual que en las series anteriores, se deduce un carácter fengítico para las illitas de esta serie. Así lo muestra la figura III.13.5 en la que se representa de forma gráfica la relación de intensidades basales de illitas, dentro de un diagrama triangular de Rey y Kübler (1983), modificado para una rendija automática.

Fig. III.13.5.-

#### **D) Microscopía electrónica.**

Mediante microanálisis EDS realizado en microscopía electrónica de transmisión se han obtenido las composiciones químicas de algunos filosilicatos de esta secuencia; éstas se muestran en la tabla III.13.2.

Tabla III.13.2.-

De esta tabla se deduce que tal y como mostraba la relación de intensidades de las reflexiones basales de las ilitas, éstas son de tipo fengita. Se observa también que las esmectitas presentes son de varios tipos. Estos tipos se distribuyen de forma distinta a lo largo de la secuencia. Así, si se estudia detenidamente su distribución temporal, se llega a determinar que en un principio dominan claramente las esmectitas beidellíticas de tipo aluminico-férrico; en estas primeras muestras hay pocas beidellitas magnéticas. Poco a poco la proporción de estas últimas va haciéndose mayor a medida que subimos en la serie, sobre todo a partir de la muestra ZR10 donde también comienzan a aparecer algunas saponitas aluminico-férricas. Al mismo tiempo las beidellitas aluminico-férricas van decreciendo en proporción, desapareciendo prácticamente en la muestra ZR12 en la cual se alcanza el mayor carácter magnético de las esmectitas.

Paralelamente al aumento de magnesio en las esmectitas se observa en microscopía electrónica un aumento en el contenido de paligorskita a lo largo de la secuencia. Ausente en el muro de la serie, aparece como trazas (escasas fibras y de pequeño tamaño) entre las muestras ZR4 a ZR8. Sigue aumentando a techo, llegando en la muestra ZR12 a más del 50% de la fracción arcilla. Además, estas fibras presentan una mayor longitud.

#### IV.- GEOQUIMICA DE LAS CUENCAS DE VERA Y SORBAS DURANTE EL TRANSITO MIOCENO-PLIOCENO.

En este capítulo se exponen separadamente para las dos cuencas estudiadas los datos de los análisis realizados, así como su posterior tratamiento estadístico. Las muestras analizadas han sido seleccionadas a partir del interés mineralógico deducido del estudio realizado en el capítulo anterior, intentando obtener una representatividad total de los sedimentos del tránsito Mioceno-Plioceno de ambas cuencas. A fin de caracterizar el medio de depósito y de conocer la influencia de las rocas madre sobre los sedimentos se ha hecho el estudio de las fracciones arcillosas y de rocas madre. La matriz de correlación y el análisis de componentes principales (ACP) permite establecer relaciones entre elementos, minerales y rocas, y así, seleccionar los elementos más significativos para determinar dicha relación. Estos elementos han sido utilizados para realizar posteriormente una clasificación jerárquica ascendente (CAH) que reagrupa las muestras. La comparación gráfica de los contenidos medios de cada una de las clases nos permite establecer el parentesco entre sedimentos y roca madre, así como distinguir los sedimentos que presentan características diferentes. Finalmente para describir las condiciones paleoambientales, se han estudiado los contenidos de B y MgO utilizando logs geoquímicos.



#### IV.1.- CUENCA DE VERA.

Las muestras de la cuenca de Vera analizadas químicamente pertenecen a cinco de las secuencias muestreadas. En concreto, se han elegido las dos series del sector sur: Garrucha y Cerro Coscojar, y tres del sector norte: Garrapancho, Cañada de Vera y Cuevas de Almanzora. De cada una de ellas se han elegido las muestras que presentaban, tras realizar su estudio mineralógico, mayor interés.

También se han analizado muestras de zócalo metamórfico y de las coladas volcánicas que podrían haber sido rocas madre de las sedimentos de la cuenca. El conjunto de rocas metamórficas está formado por esquistos albiticos con cuarzo, mica blanca, clorita, rutilo y circón. Estos se diferencian por su contenido variable en mica blanca y clorita, y sobre todo, por la presencia o ausencia de granates rotacionales que sí se encuentran en las muestras RG2, RG4 y CR1.

Las rocas volcánicas son lamproítas ultrapotásicas (Venturelli et al., 1984); su mineralogía está constituida por vidrio volcánico (entre un 30 y un 50%), biotita (cerca del 40% para RV1, RV3 y RV4 y sólo un 10% para RV2) y piroxenos de tipo augita (aproximadamente 30% para RV2 y minoritarios para el resto). También se pueden encontrar feldespatoides, rutilo y moscovita de forma minoritaria. Estas rocas volcánicas contienen carbonatos en proporción variable, que han sido englobados a lo largo de su emplazamiento.

Los resultados de los análisis químicos de los sedimentos y de las rocas de los relieves circundantes consideradas a priori como rocas madre se muestran en las tablas IV.1.1-3.

Tablas IV.1.1 / Tabla VI.1.2 / Tabla IV.1.3

Por lo que respecta a la geoquímica de las rocas madre, se puede hacer una primera distinción en función de su contenido en  $\text{SiO}_2$ . Este valor, que es más bajo (próximo al 55%) para las rocas volcánicas, separa también en dos grupos a las rocas metamórficas; por un lado los esquistos próximos a Garrapancho (cercanos al 65%) y por otro los esquistos próximos a Coscojar que son más ácidos (aproximadamente 80% de  $\text{SiO}_2$ ). Por el contrario, los esquistos de Garrapancho son más ricos que los de Coscojar en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{K}_2\text{O}$  así como en Ba, V, Y y Sc. Las rocas volcánicas muestran los contenidos más altos en MgO, CaO,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Sr, Ba, Ni, Co, Cu y Zr. Podemos remarcar finalmente los altos valores de Mn para los esquistos con granates.

Los sedimentos analizados muestran un comportamiento geoquímico bastante regular, sin embargo hay variaciones que el estudio estadístico permitirá poner de manifiesto más claramente. Se ha podido constatar que no hay cambios geoquímicos importantes dentro de una serie en función de la edad de los materiales o de las facies sedimentarias. Más bien, las variaciones geoquímicas entre los sedimentos son debidas a su posición dentro de la cuenca.

El conjunto de análisis de los elementos mayores y trazas ha sido tratado estadísticamente en varias etapas. En primer lugar se calcula la matriz de correlación entre todos los elementos, la cual se recoge en la tabla IV.1.4. Esta matriz de correlación se ha efectuado con un total de 72 observaciones (número de muestras analizadas en esta cuenca); por lo tanto la correlación entre dos variables (elementos químicos) tendrá una significación por encima del 99% para aquellos coeficientes superiores a 0.30. Son numerosos los coeficientes que de forma positiva o negativa superan este valor (tabla IV.1.4), por lo que no son comentados a continuación. La correlación entre elementos se pone de manifiesto en el análisis de componentes fundamentales (ACP) que se basa en la propia matriz de correlación.

El ACP se ha realizado de forma separada para las rocas madre (fig. IV.1.1.A) y para los sedimentos (fig. IV.1.1.B). Los elementos químicos han sido situados en estas figuras en el espacio tridimensional definido por los tres primeros factores: F1, F2 y F3 que explican la mayor parte de la varianza del sistema. Así, los tres factores representan respectivamente los porcentajes de varianza siguientes: 55, 23 y 6% para las rocas madre, y 23, 16 y 12% para los sedimentos. En el caso de las rocas madre, si las rocas se representan en el espacio de los tres factores, nos permiten confirmar nuestra interpretación concerniente a la relación de los elementos con las diferentes rocas (Fig. IV.1.1.A)

La caracterización geoquímica de las rocas madre hecha por el ACP (fig. IV.1.1.A) muestra como el factor F1 opone el Si a todos los otros elementos. Estos elementos son agrupados en dos unidades por el factor F2: la primera, con F2 positivo, comprende a Al, V, Sc, Zn, K, Y y Fe; la segunda, con F2 negativo, la integran los otros elementos; Mn y Ti pueden ser considerados en una posición intermedia. El factor F3 matiza el grupo que presenta F2 positivo, separando Al, V, Sc y Zn, con F3 negativo, de K, Y y Fe para los cuales F3 es positivo.

La representación de las muestras en función de los valores calculados para los tres primeros factores de ACP permite visualizar sobre el diagrama de la figura IV.1.1.A las relaciones y las diferencias esenciales entre los elementos y las rocas madre. De esta forma podemos observar que los elementos de la unidad con F2 negativo (Ca, Mg, Na, P, Zr, Ni, Cr, Co, Cu, Sr y Ba, representados por el número I en la figura IV.1.1.A) caracterizan a las rocas volcánicas. A su vez, los elementos de la unidad con F2 positivo, agrupados en el número II en la misma figura, caracterizan a las rocas metamórficas. Hay que precisar que ciertos esquistos, aquellos ricos en sílice (CR y RG3), se encuentran atraídos por el silicio hacia la zona con F1 y F2 negativos.

En cuanto al ACP de los sedimentos (fig. IV.1.1.B) una parte importante (39%) de la varianza del sistema se explica por los factores F1 y F2, teniendo así un peso muy grande. F1 separa los elementos que caracterizan la herencia de aquellos para los que este factor es negativo, que caracterizan las removilizaciones en el propio medio. F2 positivo separa los elementos ligados a las arcillas de aquellos con F2 negativo, ligados a los minerales no arcillosos (minerales pesados, carbonatos, yeso...). El 12% de la varianza de este sistema es explicado por el factor F3, que refleja el contraste entre el quimismo de las rocas volcánicas para F3 positivo y el quimismo de los esquistos y del medio de sedimentación para F3 negativo.

De esta manera podemos distinguir cinco grupos de elementos que se asocian a diferentes minerales:

I. Ba, Ti, Zr, Y y Si están ligados a los minerales detríticos no arcillosos: los minerales pesados y el cuarzo.

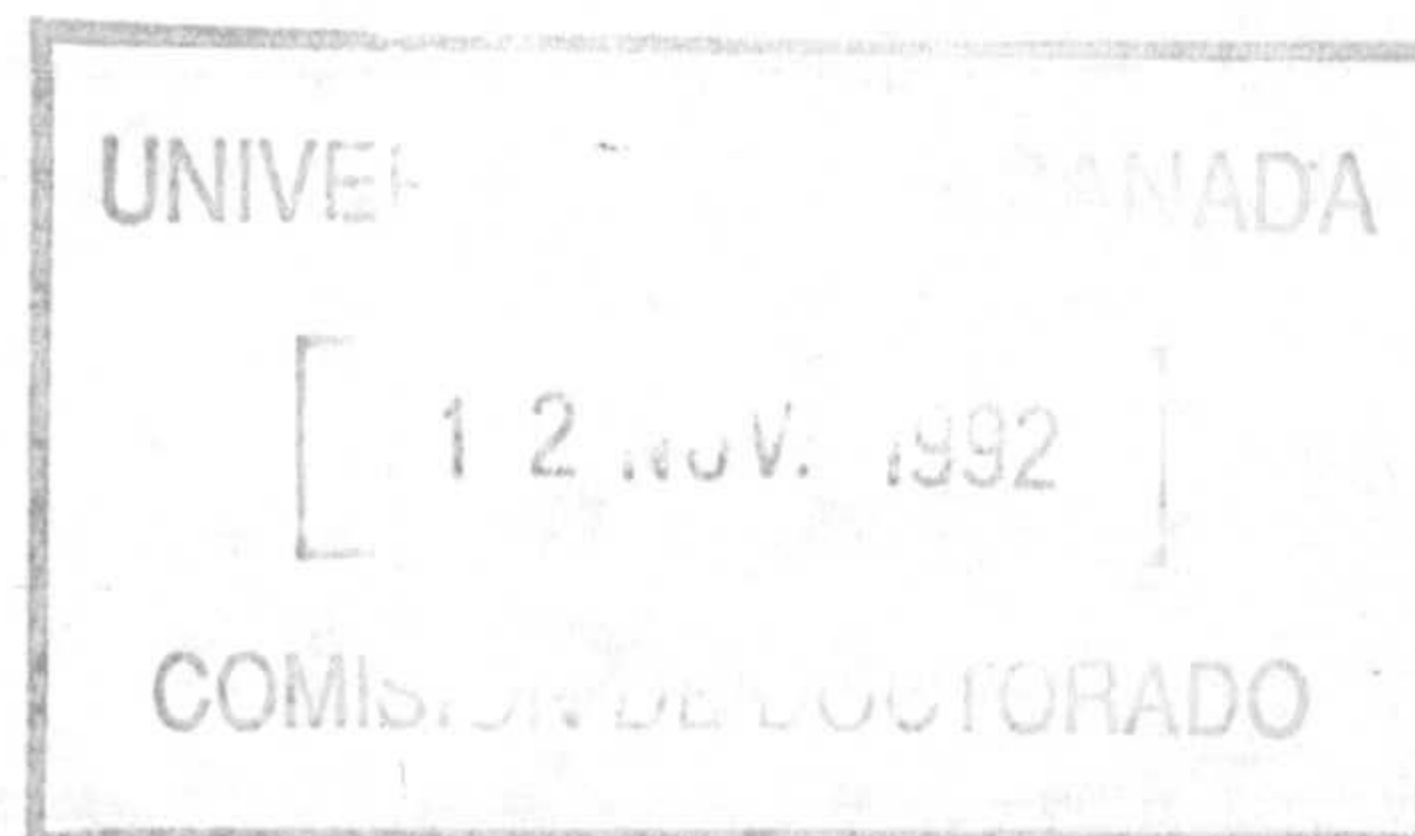
II. Al, K, Sc, V y Zn caracterizan los minerales de la fase arcillosa heredados tales como la illita y la caolinita.

III. Fe, Ni, Co, Cr, Mg y B están asociados con los minerales ora transformados, ora neoformados en el propio medio de depósito, tales como las esmectitas, los interestratificados (I-S) y la paligorskita. Presentan F3 negativo los elementos que se han enriquecido en el medio de sedimentación (Mg y B) y que por esta razón serán utilizados para caracterizar su influencia más adelante.

IV. El Ca entra sobre todo en los carbonatos o en el yeso, que son los minerales no arcillosos propios del medio de sedimentación.

V. Sr está en una posición aislada en el ACP y no puede ser, por tanto, relacionado con ningún mineral en

particular.



A fin de establecer la influencia del quimismo de las rocas madre sobre los sedimentos se ha hecho una clasificación jerárquica ascendente (CAH) que reagrupa las muestras de sedimentos y de rocas madre. Esta clasificación se ha realizado con elementos traza seleccionados según criterios geoquímicos (Mosser, 1980; Mosser, 1990). Los elementos elegidos son aquellos que, o bien son representativos de la fase arcillosa (F2 positivo en el ACP de sedimentos), o bien caracterizan a una u otra de las dos familias de rocas madre que han podido aportar minerales de la arcilla a los sedimentos (F2 negativo para las rocas volcánicas y F2 positivo para las rocas metamórficas en el ACP de rocas madre)

Así pues, los elementos traza utilizados para hacer la clasificación jerárquica ascendente son: Sr, Ni, Cr, CO, CU, V, Sc y Zn.

La clasificación jerárquica (fig. IV.1.2) agrupa a las muestras en ocho clases principales. Tres de estas clases (1, 2 y 7) contienen casi exclusivamente a las rocas madre. Los sedimentos se distribuyen entre las cinco restantes.

La clase 1 agrupa todas las rocas volcánicas junto a una muestra proveniente de los sedimentos de la serie de Cuevas de Almanzora (CUA16). La clase 2 contiene los esquistos situados al Sur del cerro Garrapancho, mientras que la clase 7 sólo contiene esquistos localizados el Norte de esta zona.

Las otras clases contienen las fracciones  $<2 \mu\text{m}$  de los sedimentos. Éstas se reparten entre las clases en función esencialmente de su situación geográfica; la posición estratigráfica de las muestra viene tan solo a matizar esta distribución. La clase 3 contiene exclusivamente muestras de la serie GP. Las clases 6 y 8 están integradas mayoritariamente por

muestras provenientes de las series situadas más al Norte de la cuenca (series CV y CUA). Las muestras de la clase 5, excepto la GP6, proviene de las dos series, CJ y GR situadas en el sector sur. Por último, la clase 4 la componen muestras del techo de las secuencias de CJ y CV.

Los resultados de la CAH muestran que, a excepción de una muestra de sedimentos que pertenece a la clase 1, no hay clases que contengan conjuntamente sedimentos y rocas madre. Se deduce por tanto que la influencia del medio de sedimentación ha modificado fuertemente la composición geoquímica de las muestras. A fin de poder encontrar el parentesco existente entre roca madre y sedimento se han comparado los contenidos medios de los elementos químicos de las clases de la CAH que sólo contienen muestras de sedimentos con aquellos de las clases que caracterizan a las diferentes rocas madre. Para ello se han representado gráficamente para cada clase los valores medios encuadrados por sus mínimos y máximos en los diagramas que se muestran en la figura IV.1.3. Este método nos permite igualmente comparar los sedimentos de cada clase entre sí.

Las rocas volcánicas se diferencian muy netamente de las rocas metamórficas. Las primeras (clase 1) presentan para la mayor parte de elementos contenidos más elevados, en particular de Sr, Ni y Cr. Los dos grupos de esquistos (clases 2 y 7) muestran perfiles de contenidos similares, con la salvedad de que los contenidos de Cr son más altos para la clase 7 que contiene los esquistos del Norte.

En lo que concierne a los sedimentos (clases 3, 4, 5, 6 y 8) podemos remarcar que los perfiles de las curvas de contenidos medios (fig. IV.1.3) presentan para la mayor parte fuertes analogías entre sí y además son muy similares a los correspondientes a las rocas metamórficas (clase 2 y 7). El aspecto de las curvas de las clases 6 y 8 se interpreta aquí como el aspecto tipo característico de los sedimentos. Sin embargo, algunas diferencias justifican la constitución de las diversas

clases obtenidas en la CAH.

La clase 6 se diferencia de la clase 8 solamente por un mayor contenido en Co (17 frente a 11 ppm) y por pequeñas diferencias, no ya entre los valores medios, sino entre los valores máximos y mínimos de Sr y Cu sobre todo. La clase 3 se distingue de las clases 6 y 8 por sus contenidos de aproximadamente 200 ppm más elevados en Cu; la clase 4 se diferencia por estar enriquecida en 200 ppm en Zn; y la clase 5 por poseer en torno a 350 ppm más de Sr, siempre en relación a las clases 6 y 8.

La proximidad de las muestras de la clase 5 a los afloramientos de verita nos conduce a relacionar sus altos contenidos en Sr con los de las rocas volcánicas (400 ppm). Esta relación puede precisarse según la formulación de dos hipótesis.

En primer lugar, podría pensarse que las arcillas de los sedimentos son producto de la alteración de las rocas volcánicas transportadas desde las zonas de alteración hasta la cuenca de sedimentación. En este caso, según Mosser (1980), deberíamos de haber encontrado de igual modo en la clase 5 contenidos elevados de Cr y Ni que son elementos igualmente abundantes en las rocas volcánicas de la clase 1. Este no es el caso, y por tanto no parece ser la hipótesis correcta.

La segunda hipótesis relaciona las muestras de la clase 5 con las rocas volcánicas a través de la intermediación de fluidos provenientes de la alteración de rocas volcánicas. En efecto, Mosser (1980) observó la conservación de los contenidos de Cr y Ni en las arcillas provenientes de la alteración de rocas básicas, al tiempo que se producía una pérdida de Sr en estas fracciones sólidas en relación a la roca madre. Este elemento pasaría en parte a estar en solución a lo largo de la alteración. Parece, pues, que en la cuenca de Vera sólo los fluidos procedentes de la alteración de veritas han contribuido a dar un matiz volcánico a los sedimentos de la clase 5, situados al Este

de las rocas volcánicas. Hay que precisar aquí que la clase 1 contiene una muestra procedente de los sedimentos de la serie CUA (CUA16). Para esta muestra sí es válido el mecanismo de influencia volcánica en los sedimentos por la presencia de productos detríticos de alteración volcánica ricos en Cr y Ni, pero ya empobrecidos en Sr durante los procesos de alteración (el contenido de Sr para CUA16 es de sólo 145 ppm).

Los contenidos más elevados de Cu (230 ppm de media) en la clase 3 y los de Zn (340 ppm de media) en la clase 4 comparados con los de las clases 6 y 8, que han sido tomadas como referencia para el conjunto de los sedimentos (aproximadamente 50 ppm de Cu y 150 ppm de Zn de media) no pueden ser imputados a influencias de la roca madre. Ni las rocas volcánicas (30 ppm de Cu y 90 ppm de Zn) ni las roca metamórficas (10 ppm de Cu y 60 ppm de Zn) presentan cantidades suficientes para justificar una herencia directamente relacionada.

Es conocida la relación de estos elementos con la materia orgánica (Krauskopf, 1956; Gulbrandsen, 1966; Cook, 1972; Tardy, 1975). Su presencia en cantidades más o menos importantes en una y otra clase marca la influencia del medio de sedimentación. Cu y Zn serían aportados por microorganismos planctónicos que contienen estos elementos necesarios para su ciclo vital (Warren et al., 1952; Krauskopf, 1955) y que tras su muerte los liberarían en el medio siendo entonces incorporados a las arcillas.

Para caracterizar geoquímicamente el medio de depósito se han estudiado las variaciones de los contenidos de dos elementos que se han considerado en estrecha relación con el medio de sedimentación: B y Mg (figura IV.1.4).

Los contenidos de boro permiten distinguir dos sectores. Uno al Norte y otro al Sur del cerro Garrapancho. Al Sur los contenidos de este elemento son más variables y pueden alcanzar valores más elevados que en el Norte. Consideremos los dos



dominios separadamente.

En el Sur, la serie CJ presenta de techo a muro la siguiente sucesión. Turbiditas arenosas muy ilíticas con contenidos de B cercanos a 140 ppm para la fracción  $<2 \mu\text{m}$  que acaban en un paleorrelieve sobre el cual reposan margas más esmectíticas, las cuales presentan valores de B para la fracción  $<2 \mu\text{m}$  decrecientes desde 280 a 226 ppm. A continuación, un olistostroma cuyo contenido de B, siempre para la fracción  $<2 \mu\text{m}$ , decrece de 204 a 143 ppm. Esta secuencia termina con un nivel de conglomerados y margas con contenidos de B variables entre 198 y 166 ppm. Las turbiditas arenosas pobres en B del muro de la serie representan aportes costeros caídos en el medio marino. Después de la etapa erosiva que dibuja el paleorrelieve se instala una sedimentación margosa con un carácter marino bastante salino, caracterizado por altos contenidos de boro, pero que poco a poco va perdiendo su carácter salino. Tras el episodio olistostrómico los sedimentos se vuelven a encontrar bajo una influencia más marina.

La secuencia GR, situada también en el dominio Sur, está constituida solamente por la parte olistostrómica. Los contenidos de boro, que decrecen de 182 a 144 ppm, tienen un comportamiento idéntico al del conjunto olistostrómico de CJ.

El descenso del contenido de B en estas dos series del Sur de la cuenca de Vera podría estar provocado por la mezcla de material terrestre y marino. Esto es corroborado por una correlación negativa muy significativa (probabilidad del 99%) observada en toda la cuenca entre el B y los elementos ligados a los minerales pesados provenientes de continente B-Ti  $r = -0.32$ ; B-Ba  $r = -0.49$ ; B-Zr  $r = -0.35$ ). La presencia del olistostroma sugiere la imagen de material continental arrancado e incluido en los sedimentos bajo el efecto de la transgresión marina.

En el sector Norte las tres secuencias estudiadas están esencialmente constituidas por margas. CV y CUA comienzan con

margas arcillosas seguidas de laminitas más arcillosas y finalizan con margas arenosas. GP sólo está constituida por margas. La sedimentación descrita parece, pues, más monótona y tranquila que la deducida para las series de Sur.

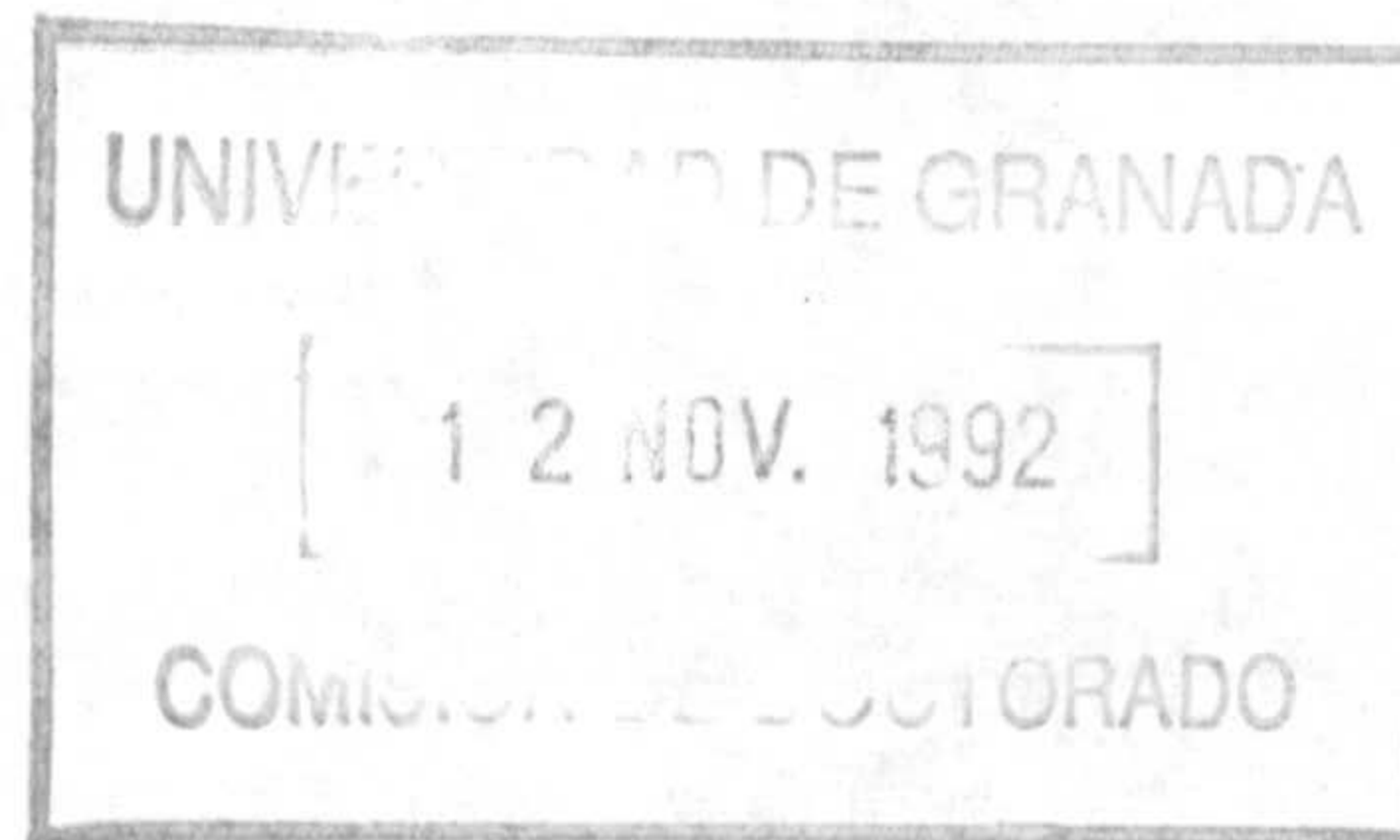
Las series GP y CUA (figura IV.1.4) presenta contenidos de B más o menos constantes y bastante bajos, de aproximadamente 150-160 ppm. Por el contrario, los porcentajes de MgO varían de forma significativa entre 2 y 4%. La serie CV presenta valores de B más elevados y más variables que van desde 165 a 205 ppm; los contenidos de MgO varían igualmente entre 3 y 4.3%. Las tres secuencias contienen illita en abundancia equivalente; sus medias varían entre 23 y 26%. Así pues, los valores de B más elevados en la serie CV no pueden ser atribuidos a un aumento de la abundancia de illita, sino más bien a un carácter más salino de los sedimentos de esta serie. Hay que remarcar que los contenidos de B aumentan desde la base hasta el techo del tramo de laminitas confiriéndole así un carácter cada vez más salino, mientras que las margas arenosas suprayacentes vuelven a tener características menos salinas tal y como marca el descenso de los valores de boro.

La variación de MgO está ligada a una variación del confinamiento, el cual puede producirse tanto en un medio más salino, caso de la serie CV, como en un medio menos salino, caso de las series CUA y GP.

En el tramo central de laminitas de la secuencia de CV se observa que, al igual que sucedía con el B, aumenta el contenido de MgO. Esto marca un confinamiento creciente en un medio cada vez más salino. El MgO desciende en las margas suprayacentes, lo que implicaría también una pérdida de confinamiento.

Las características de estas series del sector norte sugieren la existencia de medios calmados con una circulación restringida de agua donde se operan confinamientos que permiten la transformación y/o neoformación de paligorskita. Este

confinamiento se ejerce sobre medios de salinidad que varía en función de la importancia de los aportes de agua dulce, que habrían sido más abundantes en las series de GP y CUA en las cuales los contenidos de B son más bajos que en CV. No se encuentran, sin embargo, evidencias geoquímicas de un medio completamente de agua dulce donde podrían haberse desarrollado algas carofitas. Parece más razonable pensar en la posibilidad de una adaptación de estas algas a un medio algo más salino para explicar su posición "in situ" descrita en la serie CUA por Geerlings et al. (1980).



## VI.- DISCUSION DE LOS RESULTADOS.

En este capítulo se intenta dar una visión global de los resultados expuestos hasta el momento. Para ello se comparan los datos correspondientes a las distintas series estudiadas en las cuencas de Vera y Sorbas. En primer lugar se realiza la síntesis de la mineralogía global a partir de la cual se comparan ambas cuencas y se obtienen conclusiones sobre distinción de sectores. Al final de dicho apartado se analiza el origen de los diferentes minerales identificados.

A continuación se procede de un modo similar con la mineralogía de arcillas encontrada en los distintos afloramientos analizados, tanto en la fracción limo como en la fracción arcilla; igualmente se plantea la génesis de los diferentes minerales de la arcilla.

Partiendo de la síntesis mineralógica de las dos cuencas estudiadas y de la discusión realizada en los capítulos correspondientes al análisis geoquímico y al estudio isotópico se llega a la formulación de hipótesis sobre las condiciones paleoambientales de los medios de depósito en los que se produjo la sedimentación de los materiales, de las posibles áreas fuente que los suministraron y del grado de diagénesis sufrido por los sedimentos.

## VI.1.- MINERALOGIA GLOBAL.

De la asociación mineralógica que constituye los sedimentos estudiados en las dos cuencas puede decirse que, en general, y salvo pequeñas excepciones que comentaremos más adelante, está formada fundamentalmente por filosilicatos, carbonatos (calcita y dolomita), cuarzo y feldespatos. Otros minerales se encuentran de forma minoritaria y/o como accesorios; este es el caso del yeso, ópalo CT y halita. Goethita, rutilo, pirita, anfíboles y ceolitas aparecen puntualmente en algunas secuencias.

A la vista de los datos de mineralogía global de las trece secuencias estudiadas, expresados en la tabla VI.1.1, se pueden hacer algunas diferenciaciones geográficas.

TABLA VI.1.1.- Mineralogía global media de las series estudiadas.

Serie	Filos.	Calcita	Dolom.	Cuarzo	Feldes.	Yeso	Opalo	Ceol.
CJ	38	28	8	15	5	6	Tr	Tr
GR	34	23	12	13	Tr	15	Tr	Tr
GP	46	28	7	12	Tr	Tr	Tr	
CT	45	30	10	10	Tr	Tr	Tr	
CTB	40	23	22	11	Tr	Tr	Tr	
CV	40	33	8	14	Tr	Tr	Tr	
LP	40	31	7	15	5	Tr	Tr	
CUA	48	30	7	12	Tr	Tr	Tr	
LY	29	22	Tr	24	5	11	Tr	
LM	32	22	8	18	5	8	Tr	
CZ	35	29	14	15	Tr	Tr	Tr	
SB	32	36	6	18	5	Tr	Tr	
ZR	30	32	Tr	27	7	Tr	Tr	

En primer lugar y comparando globalmente ambas cuencas, se observa que los sedimentos de la cuenca de Vera contienen una mayor

cantidad de filosilicatos (aproximadamente el 41%) que los de la cuenca de Sorbas (en torno al 31%). Igual sucede con los carbonatos, si bien en este caso, la diferencia es tan sólo del 5% y debida sobre todo a porcentaje de dolomita de la cuenca de Vera, más abundante que en Sorbas.

Por el contrario, el contenido de cuarzo y feldespatos es más alto en la cuenca de Sorbas, superando en un 10% el valor de Vera.

Aunque los sedimentos margosos de ambas cuencas presentan valores semejantes de yeso, no podemos olvidar una diferencia muy significativa ya comentada en la descripción de las secuencias. Se trata de los importantes depósitos evaporíticos de yeso existentes dentro del tránsito Mioceno-Plioceno en la cuenca de Sorbas; en concreto éstos se sitúan a techo de la serie de Los Yesos y entre las secuencias de Los Molinos del Río Aguas y de Sorbas. En la cuenca de Vera, tal y como ya se ha dicho, aparece yeso de facies similares a los de Sorbas, pero en este caso como cantos y bloques englobados dentro de los olistostromas de dos de las series estudiadas: Coscojar y Garrucha.

Hay otras diferencias no ya de carácter global sino puntual. La de mayor relevancia consiste en la existencia de muestras constituidas mayoritariamente por ópalo A en tres de las secuencias de Sorbas (LY, LM y CZ). Estas muestras corresponden a las diatomitas que se depositaron en el Messiniense preevaporítico de esta depresión. De igual modo, sólo se han encontrado trazas de anfíboles en algunas muestras de Sorbas. Sucede al contrario con las ceolitas de tipo clinoptilolita que sólo se encuentran en dos de las secuencias de la cuenca de Vera.

En las figuras VI.1.1 y VI.1.2 podemos ver de forma gráfica cómo se diferencia a grandes rasgos la mineralogía global de ambas cuencas y cómo varían las proporciones de los minerales presentes en los distintos afloramientos muestreados.

Fig. VI.1.1.-

Fig.IV.1.2.- Variación de la composición mineralógica media de los afloramientos muestreados. GR: Garrucha, CJ: Coscojar, GP: Garrapancho, CT: Cantera, CTB: Cantera B, CV: Cañada de Vera, LP: Los Palacios y CUA: Cuevas de Almanzora. Q+Fd: Cuarzo+Feldespatos, C+D: Calcita+Dolomita, Y: Yeso y Fil: Filosilicatos.

Entrando en más detalle en cada una de las cuencas, en Vera se pueden diferenciar dos grupos de secuencias: uno constituido por las del cerro Coscojar (CJ) y el otro por las restantes. Las dos primeras se caracterizan por su mayor contenido en yeso (6 y 15%) en relación a las restantes series, que presentan contenidos inferiores al 2%. Las secuencias de Coscojar y Garrucha son las únicas que presentan un olistostroma con olistolitos de yeso, por lo que es lógico que aumente el porcentaje de este mineral sobre todo en Garrucha que es una secuencia totalmente olistostrómica.

Pero no es ésta la única diferencia existente entre ambos grupos de afloramientos, ya que en Coscojar y Garrucha el porcentaje de filosilicatos es menor que en el resto de las series, siendo además las únicas secuencias que presentan valores inferiores al 40% (38 y 34% respectivamente).

En cuanto al resto de los minerales mayoritarios, no existen grandes diferencias entre los distintos afloramientos. Los valores de carbonatos son muy similares en todos ellos, oscilando entre el 35 y el 45%, si bien, podemos destacar el alto porcentaje de dolomita (22%), que presenta la serie de Cantera B, superando la media del resto de las secuencias. Es el único caso en el que dolomita y calcita presentan valores similares.

Los contenidos de cuarzo encontrados en los distintos afloramientos son muy parecidos, varían desde el 10 al 15%; lo mismo sucede con los feldespatos, que apenas muestran variaciones en sus proporciones, oscilando tan sólo entre el 3 y el 5%.

Por lo que respecta a los minerales accesorios, de nuevo se observa que las series de Coscojar y Garrucha se diferencian de los restantes afloramientos, ya que en ambas aparecen ceolitas en los cuerpos areniscos englobados dentro del olistostroma. El contenido en estas ceolitas, que como ya se ha indicado anteriormente son clinoptilolitas, es mayor en Coscojar que en Garrucha. Más adelante, cuando se trate el origen de este mineral, volveremos a resaltar esta diferencia porcentual.

La presencia de otros minerales accesorios es constante en todos los afloramientos, salvo la anecdótica aparición de challantita, szolmonoquita y otros sulfatos hidratados que se encuentran asociados a piritita y materia orgánica únicamente en el olistostroma de Garrucha. Tanto ópalo CT como goethita, halita y rutilo aparecen en cantidades mínimas en varias muestras a lo largo de las secuencias estudiadas.

En la figura VI.1.3. se representa en un diagrama triangular la mineralogía global media de cada una de las secuencias de la cuenca de Vera.

Fig. VI.1.3.- Composición mineralógica media de las series estudiadas.

(Ver abreviaturas de afloramientos en la página 19).



Por lo que se refiere a la cuenca de Sorbas, en principio es más difícil establecer distintas zonas en base a su mineralogía, ya que las diferencias existentes se combinan de forma dispar. Así, las tres secuencias preevaporíticas, que se caracterizan por contener margas diatomíticas constituidas esencialmente por ópalo A, no comparten un contenido semejante de yeso. Las series de Los Yesos y Los Molinos del Río Aguas, que se sitúan por debajo de los depósitos evaporíticos, tienen aproximadamente un 10% de yeso, mientras que en la serie de Cariatiz está presente como trazas. En esta zona no se llegó a formar una subcuenca evaporítica.

Si atendemos al contenido en carbonatos, se observa que éste es superior al 40% en la secuencias de Cariatiz y Sorbas, a diferencia de lo que sucede en el resto de los afloramientos, donde se sitúan en torno al 30%. Podemos destacar, también, el porcentaje de dolomita de Cariatiz (14%), el más alto de todas las series.

En cuanto a los minerales detríticos, cuarzo y feldespatos, las secuencias en las que son más abundantes son las de Zorreras (34%) y Los Yesos (29%). Los valores para los otros tres afloramientos oscilan entre el 18 y el 23%.

No se pueden establecer diferencias en relación al contenido de filosilicatos, ya que es bastante similar en todas las cuencas; varía desde el 29% de Los Yesos al 34% de Cariatiz.

El resto de minerales también se halla en forma semejante en todas las series. La halita, que se encuentra como trazas de forma general, aumenta hasta valores comprendidos entre el 5 y el 17% en algunas muestras aisladas de cada una de las secuencias a excepción de Zorreras. Goethita, ópalo CT, rutilo y pirita siempre aparecen distribuidas como trazas al igual que sucede con los anfíboles, éstos tan sólo en las series de Cariatiz y Zorreras que son las más próximas a las rocas básicas de la Sierra de los Filabres.

Una representación triangular de los afloramientos de la cuenca de Sorbas, en función de los componentes mineralógicos mayoritarios, se muestra en la figura VI.1.4.

Fig. VI.1.4.- Sorbas.

A la vista de todo lo expuesto anteriormente podemos concluir que en la cuenca de Vera hay dos grupos diferenciados de afloramientos. El primero está constituido por Coscojar y Garrucha, el cual, aparte de las diferencias litológicas tales como la presencia de olistostromas, contiene mayor proporción de yeso y menor de filosilicatos; además hay que destacar la presencia distintiva de clinoptilólita. El segundo conjunto está formado por las secuencias de Garrapancho, Cantera, Cantera B, Cañada de Vera, Los Palacios y Cuevas de Almanzora, en todas ellas los filosilicatos suponen, al menos, el 40% del total.

En la cuenca de Sorbas los grupos están menos marcados, pero podría hablarse de un polo más detrítico formado por las series de Los Yesos y Zorreras sobre todo; otro más carbonatado constituido por los cortes de Cariatiz y Sorbas; y un tercero evaporítico que lo integran las secuencias de Los Molinos del Río Aguas y, de nuevo, los Yesos.

#### IV.1.1. ORIGEN DE LOS MINERALES

Si se analiza la correlación que existe entre los distintos grupos de minerales se observa cómo al aumentar los contenidos de

carbonatos disminuyen los correspondientes a filosilicatos y a Q + Fd. Así pues, parece lógico suponer que los carbonatos no están relacionados genéticamente con ninguno de estos dos conjuntos de minerales.

La correlación negativa entre cuarzo más feldespato y carbonatos es el reflejo de un origen distinto para ambos grupos. Tanto el cuarzo como los feldespatos tienen un origen detrítico, son producto de la erosión de las zonas emergidas circundantes. Por el contrario, los carbonatos tienen su origen por precipitación en el medio de depósito.

En relación a las dos especies carbonatadas identificadas, calcita y dolomita, se observa una correlación negativa entre ambas, hecho que es muy evidente en algunas series en las que las muestras con mayor contenido en calcita casi no contienen dolomita, y las más ricas en ésta, sólo presentan trazas de calcita. Por lo tanto, parece razonable afirmar que, dependiendo de la concentración de magnesio en el medio de depósito, se llega o no, posteriormente, durante la diagénesis, a la formación de dolomita.

En este mismo sentido apunta la relación existente entre dolomita y paligorskita, mineral cuya formación se favorece igualmente en medios básicos ricos en magnesio.

Los filosilicatos se correlacionan negativamente tanto con los carbonatos como con cuarzo más feldespatos. Este hecho se debe a que, tal y como veremos más adelante a la hora de discutir el origen de los minerales de la arcilla, hay filosilicatos neoformados y otros heredados.

El yeso se encuentra de tres formas diferentes. En la cuenca de Sorbas, el yeso presente en las series estudiadas es de origen sedimentario, como consecuencia de un depósito evaporítico desarrollado ampliamente en esta cuenca. Dos de las series

muestreadas (Los Yesos y los Molinos del Río Aguas) se sitúan por debajo de los potentes depósitos de yesos explotados en las canteras actualmente. El yeso de estas secuencias marca el progresivo confinamiento del medio, ya que va aumentando de muro a techo de las mismas. Este aumento se hace irregularmente a modo de pulsos discontinuos que marcan etapas cada vez con mayor evaporación y preludio del posterior desarrollo de esta facies evaporítica.

En la serie de Sorbas encontramos una situación inversa; el yeso encontrado en las margas de esta serie, representa el final de la sedimentación de yesos. En este caso la disminución se efectúa de forma brusca, tan sólo hay yeso en las primeras muestras en las cuales se pasa de un 20% en SB1 a trazas en SB2, ya en SB3 no se ha detectado la presencia de este mineral.

Por último, en la zona de Cariatiz, en la cual no se llegaron a formar depósitos importantes de yeso, éste se encuentra como trazas en la parte alta de la secuencia, marcando el confinamiento de la misma, tan sólo supera el 5% la muestra CZ8 que llega hasta un 9%.

Asociada a este yeso sedimentario se presenta la halita, que se habría formado dentro del mismo contexto evaporítico de acuerdo con el modelo de desecación de una cuenca messiniense mediterránea propuesto por Hsü et al. (1973).

Ya en la cuenca de Vera, y para las dos secuencias con una mayor proporción, el yeso tiene un origen claramente detrítico. Se presenta tanto en facies alabastro como selenita en forma de olistolitos de tamaño variable: desde pequeños cantos hasta grandes bloques. Los olistolitos proceden de la erosión de depósitos de evaporitas cuya área inicial de sedimentación es difícil de precisar. Más adelante, se abordará esta problema.

En el resto de las series de Vera, en las que el yeso se encuentra en porcentajes menores al 5%, generalmente, éste está diseminado en las margas, y posiblemente también sea heredado. Sin embargo, en algunas series como la de Los Palacios, el yeso se encuentra en finas capas discretas que atraviesan la estratificación de las margas. Este hecho evidencia un origen secundario para estos lechos, que probablemente se formaron aprovechando zonas de fractura presentes en dichas secuencias, a partir de fluidos sulfatados que las recorrieron, tomando el calcio de la calcita y de los filosilicatos existentes en las margas.

Los sulfatos podrían provenir por dos vías diferentes (Montenat et al., 1976). Bien por oxidación de sulfuros contenidos en los sedimentos (pirita), que en presencia de carbonato cálcico conduce a la formación de limonita y yeso; o bien por formación directa de sulfatos en un medio euxínico en el fondo marino o en una fase diagenética precoz a partir de soluciones contenidas en los sedimentos.

Por lo que respecta al ópalo CT, son numerosos los autores que han descrito la asociación de este mineral con esmectitas, clinoptilolita y paligorskita (Aoyagi y Kazama, 1980; Berger y Von Rad, 1972; Boles y Wise, 1978; Kastner, 1981; Stonecipher, 1978).

La mayor parte de la sílice presente en el agua marina es de origen biogénico (Calvert, 1974; Kastner et al., 1977; Riech & Von Rad, 1979). La sílice biogénica se transforma lentamente en ópalo CT, y si el proceso continúa, en cuarzo ordenado. Durante la diagénesis temprana los organismos silíceos son reemplazados in situ por ópalo CT, o bien, tras la disolución de los mismos, se produce la precipitación de este mineral (Wise y Weaver, 1972, 1974; Kastner et al., 1977; Riech y Von Rad, 1979).

Si la profundidad de enterramiento no alcanza valores correspondientes a una presión en torno a 660 Kg/cm<sup>2</sup> y una

temperatura cercana a 69°, el ópalo CT no se transforma en cuarzo (Aoyagi y Kazama, 1980). Esta transformación se ve igualmente dificultada por la presencia de vidrio volcánico que aumenta el contenido silíceo en los fluidos diagenéticos (Steinberg, 1981). Este es el caso para algunas secuencias ligadas a rocas volcánicas en la cuenca de Vera. El ópalo que encontramos en estos materiales debió formarse bajo profundidades de enterramiento inferiores a los 250 m.; esta profundidad es coherente con la asociación mineralógica en la que se encuentra y está deducida a partir del espaciado que presentan en difracción de rayos X los planos 101, situado en torno a 4.12 Å (Riech y Von Rad, 1979).

Por último, la clinoptilolita (ver fotografías 1-4, L.1). Esta ceolita se encuentra dentro de los cuerpos areniscosos que se sitúan en la parte alta de los olistostromas de Coscojar y Garrucha en la cuenca de Vera. El hallazgo de este mineral en idéntica situación en ambas series corrobora la correlación estratigráfica de ambas secuencias. Como ya se ha indicado anteriormente, hay diferencias en cuanto al contenido: en Coscojar la clinoptilolita representa un 5% de las areniscas, mientras que en Garrucha se encuentra como trazas. Esto es debido a que la clinoptilolita hallada en estas areniscas es de origen detrítico, circunstancia que concuerda con la naturaleza litológica del cuerpo en el que se encuentra y con el hecho de que sólo se han detectado en las areniscas y no en el resto del olistostroma.

El tratarse de una roca areniscosa que se encuentra en forma de grandes peces dentro del olistostroma hizo pensar que su procedencia se situaba en las turbiditas infrayacentes del Tortoniense, de naturaleza igualmente areniscosa (Barragán, 1986).

Para confirmar esta hipótesis se analizaron varias muestras de turbiditas de Coscojar, y en ellas se volvió a detectar la presencia de clinoptilolita, en porcentajes incluso superiores al 5%. Así pues, queda clara la relación de las ceolitas del

olistostroma con las de las turbiditas tortonienses.

A continuación se discute el origen primario de las ceolitas, es decir, dentro de estas turbiditas que posteriormente, tras su erosión, suministraron el material básico para la formación de los cuerpos de areniscas contenidos en los olistostromas de Coscojar y Garrucha. Su génesis sería diagenética a partir del material volcánico y de filosilicatos en presencia de fluidos ricos en sílice (Cook y Zemmels, 1972; Bonatti, 1965; Hathaway y Sachs, 1965; Sheppard y Gude, 1969; Von Rad y Rösch, 1972; Kolla y Biscaye, 1973; Tsirambides, 1986).

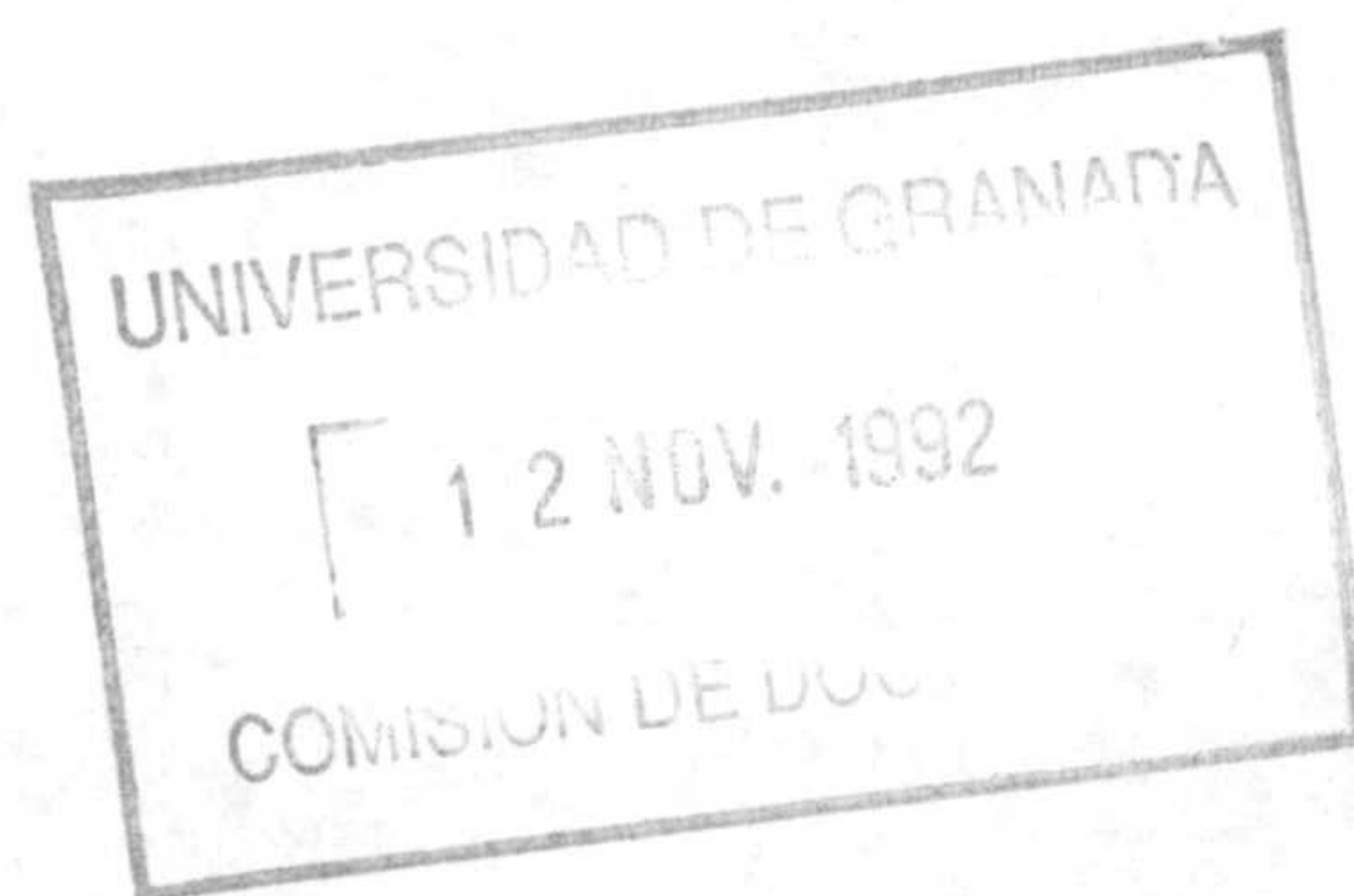
En los alrededores del cerro Coscojar hay materiales volcánicos constituyentes de grandes afloramientos de las rocas conocidas como "veritas". Igualmente hay coladas de la misma composición intercaladas en las turbiditas.

El material volcánico aportaría iones como Si, Al, Fe, K y Ca; Na y Ca adicional serían tomados del agua marina y minerales de la arcilla, tales como esmectitas, comúnmente asociadas a clinoptilolita vulcanogénica (Kastner, 1976 y Kastner y Stonecipher, 1978).

La clinoptilolita suele presentar una relación Si/Al elevada (4-5.25, Boles, 1972) propia de un medio rico en sílice. Esta sílice puede ser de origen biogénico o bien proceder de la propia roca volcánica. La existencia de ópalo CT en asociación con clinoptilolita explicaría la presencia de este elemento.

Por otra parte, la presencia de cristales idiomorfos de este mineral en las turbiditas estudiadas también avala su formación directa a partir de los fluidos intersticiales ricos en los elementos apropiados durante la diagénesis incipiente. La temperatura no debió sobrepasar los 50-60°C, de lo contrario sería difícil de explicar la presencia de ópalo CT.

La diferencia del contenido en las areniscas olistostrómicas de una y otra serie se debe a que Garrucha se encuentra más alejada de las coladas volcánicas y, por tanto, o bien las condiciones necesarias para la formación de clinoptilolita sólo se alcanzaron de forma limitada, al encontrarse en menor cantidad el material precursor, o bien el transporte desde el área del cerro Coscojar ha destruido en gran parte las ceolitas, quedando tan sólo indicios de su presencia. Este mineral ofrece poca resistencia a la erosión (Boles y Wise, 1978), lo cual descarta un origen terrígeno del mismo, como el aquí propuesto para GR y CJ, salvo si el transporte es corto o se produce en masa, como es el caso de un olistostroma.



#### IV.2.- MINERALOGIA DE ARCILLAS.

La asociación de minerales de la arcilla que constituyen los sedimentos estudiados se compone de esmectitas, illita, interestratificados illita-esmectita e illita-clorita, caolinita, clorita y paragonita; a estos minerales se les suma, en la mayoría de las series, distintas proporciones de paligorskita, excepto en Coscojar y Garrucha, únicos puntos en donde no se ha detectado.

En las trece secuencias estudiadas se aprecia la misma diferencia entre las fracciones arcilla y limo. Esta queda reflejada en la figura VI.2.1, en la cual se sitúan en diagramas



triangulares los valores medios, para cada una de las secuencias, de los diferentes grupos de minerales de la arcilla, tanto para la fracción menor de 2 micras, como para la comprendida entre 2 y 20 micras.

Fig. VI.2.1.- Representación triangular de la mineralogía media de arcillas de cada uno de los afloramientos. A:fracción arcilla, B:fracción limo, 1:CJ, 2:GR, 3:GP, 4:CT, 5:CTB, 6:CV, 7:LP, 8:CUA, 9:LY, 10:LM, 11:CZ, 12:SB, 13:ZR.

De la comparación de ambos diagramas se pueden resaltar las siguientes consideraciones.

En primer lugar la ausencia de paligorskita en la fracción limo; ello es debido a que este mineral, dado su hábito fibroso, no presenta tamaño de grano superior a 2  $\mu\text{m}$ .

En el mismo sentido, y puesto que suelen presentar un pequeño tamaño de partícula, las esmectitas se concentran en la fracción arcilla, reduciéndose fuertemente sus porcentajes en la fracción limo.

De forma contraria los puntos se desplazan hacia el vértice I+Par. en la fracción limo, en la que la illita es el constituyente mayoritario en todas las secuencias.

Hay que hacer notar que en la fracción limo el vértice Palg ha sido sustituido por K+Cl, debido a que en esta fracción el contenido en clorita y/o en caolinita alcanza valores que, si bien en ninguna secuencia sobrepasan el 10% de media, sí son cuantificables, mientras que en la fracción arcilla sólo se presentan como trazas.

Por último, se observa cómo en la fracción limo todos los puntos se sitúan muy próximos al vértice de los minerales micáceos, no existiendo prácticamente diferencias entre unas secuencias y otras. Por contra, en la fracción arcilla se aprecian claramente cuatro poblaciones (Fig. IV.2.1 A). Por un lado se sitúan las secuencias de Vera, localizadas al Norte del cerro Garrapancho (GP, CT, CTB, CV, LP y CUA), caracterizadas, sobre todo, por sus contenidos en paligorskita, que varían desde el 29 al 40%. La ausencia de este mismo mineral marca a las otras dos series de la cuenca de Vera (GR y CJ).

En cuanto a la cuenca de Sorbas, podemos diferenciar igualmente dos grupos de secuencias, que se sitúan entre los ya definidos para Vera, si atendemos al contenido de paligorskita de las mismas; sus porcentajes oscilan entre menos de 5% y el 19% de la fracción arcilla. El carácter que diferencia a los dos grupos de Sorbas es sobre todo su proximidad al vértice I+K+Cl, que es mayor para las series SB y ZR (aproximadamente 55%) que para LY, CM y CZ (en torno al 40%).

El hecho de que la fracción de 2 a 20  $\mu\text{m}$ , que generalmente se considera representativa de los aportes que llegan a la zona, sea similar en todos los afloramientos, unido a que las diferencias en la fracción arcilla se deban sobre todo al contenido de paligorskita, hace sospechar que la separación de los puntos en la figura VI.2.1 (A) responda a diferencias en el medio de depósito, tal y como discutiremos más adelante, y no al tipo de aportes que llegan a la cuenca.

En las tablas VI.2.1. y VI.2.2. se recogen los porcentajes medios de cada uno de los minerales de la arcilla presentes en las secuencias estudiadas para las dos fracciones consideradas. En el caso de la fracción arcilla, caolinita y clorita se consideran juntamente, dado que su pequeño contenido no permite cuantificarlos

por separado.

Tabla IV.2.1.- Valores medios de los minerales de la arcilla en la fracción <2  $\mu\text{m}$  de las secuencias estudiadas.

Serie	Esmech.	Ilita	Caol+Clor	Parag.	Paligors.
CJ	67	32	Tr	Tr	-
GR	61	38	Tr	Tr	-
GP	42	26	Tr	Tr	29
CT	43	25	Tr	Tr	30
CTB	37	22	Tr	Tr	40
CV	45	29	Tr	Tr	25
LP	46	26	Tr	Tr	26
CUA	48	26	Tr	Tr	24
LY	54	37	5	Tr	Tr
LM	55	36	Tr	Tr	7
CZ	55	39	Tr	Tr	5
SB	44	50	10	Tr	Tr
ZR	47	40	10	Tr	10

Tabla VI.2.2.- Valores medios de los minerales de la arcilla en la fracción limo de las secuencias estudiadas.

Serie	Esmech.	Ilita	Parag.	Caol.	Clorita
CJ	19	66	5	5	5
GR	17	68	8	5	Tr
GP	15	70	6	5	Tr
CT	25	60	6	5	Tr
CTB	14	72	5	5	Tr
CV	14	70	6	7	Tr
LP	22	63	Tr	8	Tr
CUA	18	63	6	9	Tr
LY	24	62	Tr	Tr	Tr
LM	23	67	Tr	Tr	Tr

CZ	27	61	5	Tr	Tr
SB	23	65	5	Tr	Tr
ZR	22	56	8	5	9

Por lo que respecta a la fracción arcilla, la ausencia de paligorskita en Coscojar y Garrucha y, en menor medida, su bajo porcentaje en la cuenca de Vera, implica que los porcentajes relativos de illita, y sobre todo de esmectitas, sean superiores en estos dos sectores, alcanzando sus máximos respectivos ( illita 50%, esmectitas 67%). En el resto de las secuencias estos minerales presentan pequeños intervalos de variación, en el caso de la illita del 22 al 29%, y en el de las esmectitas del 37 al 48%. Como ya se indicó en estos porcentajes se incluyen los contenidos de interestratificados illita-esmectita. Al haber interestratificados de tipo Random o al azar en todas las secuencias y al estar presentes en cantidades pequeñas, son difíciles de cuantificar, ya que en difracción no se separan bien sus reflexiones de la correspondiente a las esmectitas, sino que conforman una banda continua, con pequeñas inflexiones, hasta la reflexión de la illita. Este problema también incide en la cuantificación de los interestratificados illita-clorita presentes como trazas en algunas de las secuencias.

Aparte de las diferencias ya comentadas en la proporción de paligorskita, si se analiza su distribución en vertical a lo largo de las columnas sí se aprecian algunas particularidades. Así, en la cuenca de Vera, donde el contenido de fibrosos es mayor, se observa que en Garrapancho, Cantera A y Cantera B la paligorskita aumenta al techo de las secuencias, mientras que en Cañada de Vera, Los Palacios y Cuevas de Almanzora se concentra en la zona central de las mismas. Más adelante se deducirán algunas conclusiones de este hecho. En la cuenca de Sorbas también es muy claro el aumento de paligorskita en el techo de la serie de Zorreras.

Caolinita y clorita están presentes en todas las series, si

bien en muy pequeñas cantidades, siempre inferiores al 10% de media y en la mayoría de los casos menor del 5%; tal y como ya se ha descrito en el capítulo de resultados, es en las series de Sorbas y Zorreras y en el techo de las secuencias de CV, LP y CUA donde se alcanzan los máximos de estos minerales.

En todas las series se ha detectado paragonita, si bien en esta fracción menor de 2  $\mu\text{m}$ , sólo está presente en forma de trazas.

En cuanto a la fracción limo podemos indicar, como queda reflejado en la figura IV.2.1.(b), que no hay diferencias notables de una secuencia a otra. En esta fracción se concentran los minerales de origen detrítico: ilita (63%), paragonita, que aquí llega al 5% de media al igual que la clorita y caolinita. Es muy notable el aumento de caolinita a techo de las secciones de Cuevas de Almanzora, Cañada de Vera y Los Palacios. Existen esmectitas en todas las series con valores que oscilan entre el 14 y el 27% de esta fracción, en la cual no se han identificado interestratificados.

#### VI.2.1. ORIGEN DE LOS MINERALES DE LA ARCILLA.

El establecer el origen de los diferentes minerales es importante, ya que de estas características genéticas se podrán inferir interesantes deducciones acerca del área fuente de los materiales y el clima que en ella reinaba, de las condiciones de los medios de depósito en los que se produjo la sedimentación y de los procesos diagenéticos que tras ella se sucedieron.

##### ILITA.

El origen detrítico de la ilita es comúnmente aceptado ya que es un mineral que soporta muy bien la meteorización física sufrida

por las rocas en el área fuente (Millot, 1964), y que durante el transporte hacia la cuenca de sedimentación es difícil de degradar. Incluso algunos autores han planteado un origen heredado para las ilitas de los fondos oceánicos alejados de las zonas de costas (Latouche y Maillet, 1980; Velde, 1985). (Fotografías: 6 de L.2, 1-2 de L.3 y 1-3 de L.4).

En medios con alta concentración de potasio es posible la transformación en ilita a partir de otros minerales de la arcilla, sobre todo si éstos están muy degradados. Esta transformación casi siempre se realiza a través de fases cristalinas intermedias, (interestratificados). Es relativamente común en medios sedimentarios que han soportado condiciones de diagénesis avanzada la generación de ilita a partir de esmectitas degradadas (Dunoyer de Segonzac, 1969).

Se ha descrito un origen neoforado para la ilita a partir de feldespatos potásicos por seritización (Brosse, 1982), pero difícilmente este proceso puede generar altos porcentajes de ilita.

Así pues, se propone un origen detrítico para las ilitas de las series estudiadas. Este origen también es sustentado por las siguientes consideraciones.

Varias de las series estudiadas son de carácter olistostrómico; en ellas se encuentran abundantes travertinos, restos de plantas y madera silicificada. Así mismo, también se han hallado en otras series restos de vegetales y cantos de rocas metamórficas de los relieves circundantes. Todos estos hallazgos nos indican una relativa proximidad de los medios de depósito a la línea de costas, lo que facilitaría, sin duda, un aporte terrígeno a la cuenca.

La ilita presenta porcentajes mucho más altos en la fracción de tamaño comprendido entre 2 y 20  $\mu\text{m}$ , en la cual se concentran los

minerales de origen detrítico.

La cristalinidad de las ilitas es inferior en la fracción arcilla que en la fracción limo, lo cual reflejaría una mayor facilidad de las partículas de menor tamaño para degradarse durante el transporte. Por otra parte, la cristalinidad en la fracción limo alcanza valores de  $2\theta$  de 0.15 - 0.20. Estos valores nos sitúan en el campo del metamorfismo (Rey y Kübler, 1983; Frey, 1987) que, por supuesto, no ha afectado a estos sedimentos. Es clara, pues, la procedencia de las ilitas de rocas metamórficas que constituían los relieves emergidos circundantes. Durante el transporte y depósito sólo han sufrido transformaciones químicas poco importantes las ilitas de menor tamaño, tal y como muestra el mayor grado de fengitización de las ilitas de la fracción arcilla, sobre todo en la cuenca de Sorbas (ver diagramas triangulares en el capítulo de resultados mineralógicos). Otra posibilidad es que las ilitas de menor cristalinidad provinieran de suelos formados en el continente, o de otras rocas sedimentarias previas en las que habrían sufrido una mayor degradación durante un período de tiempo más prolongado.

No cabe la posibilidad de pensar en un origen diagenético para la ilita, puesto que la presencia de esmectitas e interestratificados I-S, así como de ópalo CT y clinoptilolita, invalida esta posibilidad (Dunoyer de Segonzac, 1969; Perry y Hower, 1970; Aoyagi y Kazama, 1980; Frey, 1987).

Del estudio de la relación de intensidades de las reflexiones basales de las micas se deduce la afinidad fengítica de las mismas. En la figura IV.2.3. se puede observar la situación de las micas de cada una de las series en un diagrama de Rey y Kübler (1983), modificado para medidas realizadas con rendija automática.

Fig.IV.2.2.-Relación de intensidades de las reflexiones basales de las micas de las diferentes series estudiadas. 1:CJ, 2:GR, 3:GP, 4:CT, 5:CTB, 6:CV, 7:LP, 8:CUA.

Las composiciones químicas obtenidas mediante microanálisis de TEM confirman esta afinidad fengítica, con un mayor contenido en silicio y una patente sustitución de aluminio octaédrico por hierro y magnesio; generalmente el número de átomos de AlVI de las micas estudiadas es inferior a 1.7 para 10 átomos de oxígeno (ver tablas correspondientes en el capítulo de resultados).

Este carácter fengítico es propio de la mayoría de las moscovitas de las Cordilleras Béticas (Martín Ramos, 1976).

Comparando los datos referente al espaciado basal y al eje  $b_0$  de las micas aquí estudiadas con los de Martín Ramos (1976), Nieto García (1983) y Nieto et al. (1989) relativas a rocas de la Zona Bética strictu sensu, se pueden obtener algunas conclusiones acerca de la procedencia de este mineral. A fin de comprobar si era correcta la comparación de parámetros medidos en los materiales de las cuencas de Vera y Sorbas con los de materiales de la zona



central de las Cordilleras Béticas, tomados por los autores mencionados, se ha realizado la medición de los mismos en materiales metamórficos de los complejos Nevado-Filábride y Alpujárride de las zonas orientales de las Cordilleras Béticas obteniendo como resultado la total aplicabilidad de los trabajos citados a las zonas estudiadas. Así, el espaciado basal de las micas, que oscila entre 9.958 y 9.965, es propio de los hallados por los autores mencionados en micas del complejo Nevado- Filábride de las Cordilleras Béticas, y más concretamente del manto del Mulhacén. En cuanto al eje b<sub>0</sub> observamos que se sitúa en torno al valor 9.018, el cual igualmente se corresponde con micas del manto del Mulhacén. Por otra parte, se puede observar cómo existe una coherencia entre el espaciado basal y el eje b<sub>0</sub>, por lo que se puede decir que la disminución del espaciado d<sub>002</sub> se debe a la fengitización, y no a efectos de la sustitución de potasio por sodio; el contenido de este último es muy bajo en todas las micas estudiadas. La coherencia del espaciado basal con el eje b<sub>0</sub> se sitúa dentro de la correlación puesta de manifiesto para los materiales del complejo Nevado- Filábride por Martín Ramos (1976), correlación que no existe para los materiales alpujárrides.

#### PARAGONITA.

Es un mineral, al igual que la illita, claramente heredado. Así lo confirma tanto su concentración en la fracción limo, como los valores de cristalinidad que presenta, comprendidos entre 0.16 y 0.22 °2θ.

La presencia de este mineral en las Cordilleras Béticas relaciona inequívocamente con ellas su área de procedencia. Dentro de las Cordilleras Béticas se ha identificado paragonita en materiales pertenecientes al complejo Nevado- Filábride (Puga, 1971; Martín Ramos, 1976), y en materiales pertenecientes al complejo Alpujárride (González et al., 1970; Martín Ramos, 1976:

Nieto García, 1983). Dentro de este complejo se ha encontrado paragonita tan solo en las filitas, ya que en los micaesquistos ha sido destruida debido a que el grado de metamorfismo ha sobrepasado las condiciones de estabilidad de este mineral (Martín Ramos, 1976). La paragonita desaparece por encima de la zona Distena-Estauroлита para dar andalucita más distena (Chatterjee, 1970).

En una representación binaria de los espaciados basales de ilita y paragonita, los puntos correspondientes a las muestras estudiadas se situarían dentro del campo perteneciente a rocas del manto del Mulhacén, si bien muy cerca del límite de las filitas alpujárrides. Mucho más definitorio en este sentido es la utilización del incremento angular  $2\theta$  de las reflexiones  $d_{00,10}$  de la ilita y la paragonita, que para los sedimentos estudiados oscila entre 1.61 y 1.66. Estos valores son indicativos de una procedencia de las micas que es localizable en el manto del Mulhacén del complejo Nevado-Filábride (Martín Ramos, 1976).

#### CLORITA.

La baja proporción en la que se encuentra este mineral en las series muestreadas no ha permitido el cálculo de la mayoría de los parámetros que permiten su caracterización. No obstante, su presencia en los relieves circundantes y la alta cristalinidad que presenta (situada en torno a  $0.20 \text{ } ^\circ 2\theta$ ) impropia de cloritas originadas por transformación, permiten atribuir un origen detrítico para las cloritas halladas. (Fotografías 5 de L.2 y 3-4 de L.3).

El valor del espaciado basal varía desde 14.142 a 14.307 Å. Dado que los materiales alpujárrides no suelen mostrar espaciados superiores a 14.150 (Nieto García, 1983) parece pues evidente que podemos situar su procedencia en el complejo Nevado-Filábride.

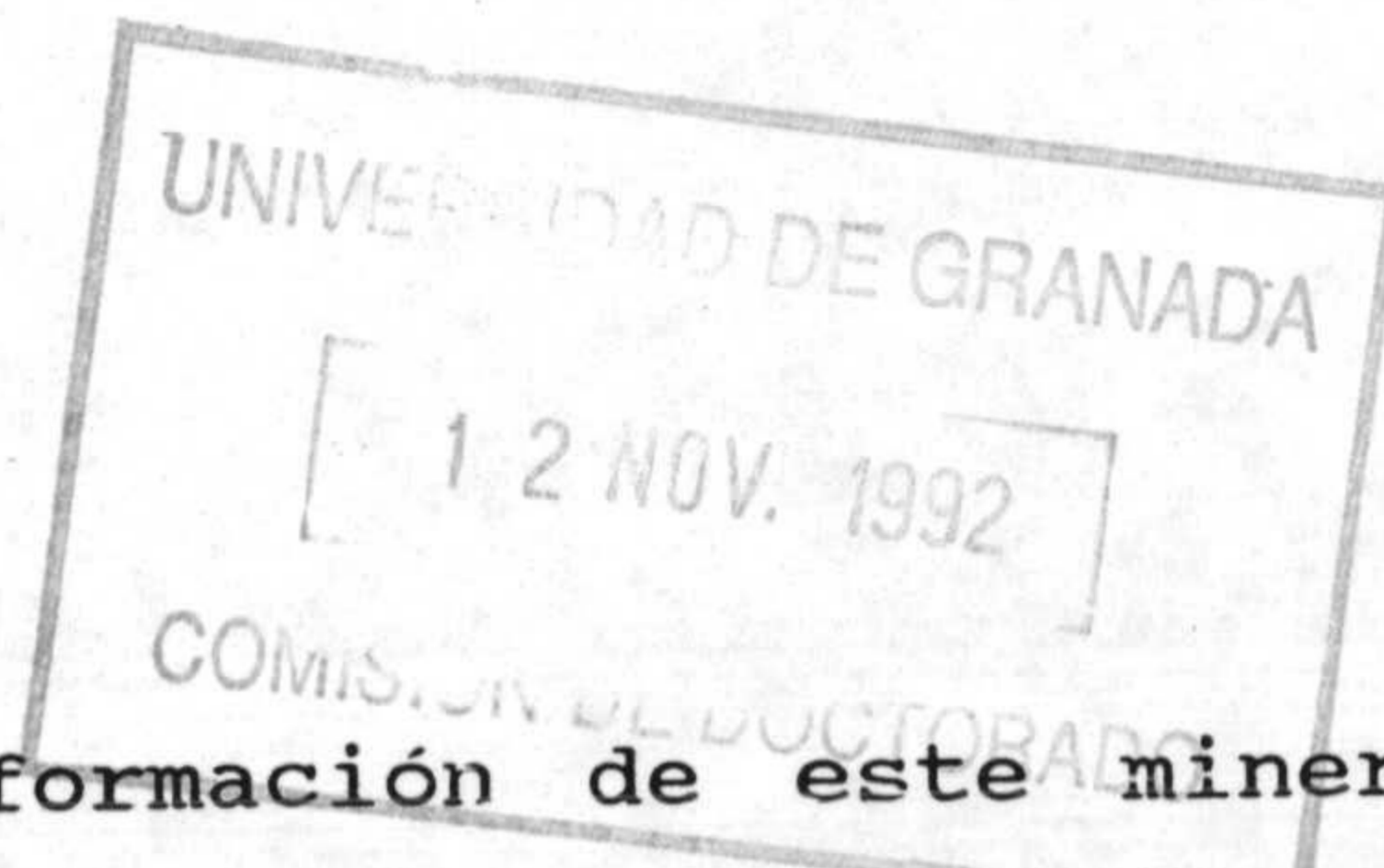
## CAOLINITA.

Si bien se ha descrito la formación de este mineral por transformaciones a partir de micas y feldespatos (Keller, 1962; Baily, 1972), o por caolinitización de plagioclasas ácidas y feldespatos potásicos durante la diagénesis (Konta, 1979), la concentración de este mineral en la fracción limo permite pensar en un origen heredado. La caolinita es un mineral que ofrece una alta resistencia a la degradación durante el transporte, incluso es habitual su presencia con un hábito idiomorfo bien conservado (Ver fotografías 5 y 6 de L.3). Las variaciones de su contenido a lo largo de algunas secuencias se explicarían como fruto de un mayor o menor aporte detrítico de este mineral a partir del área fuente, consecuencia de cambios climáticos que favorecerían o impedirían la formación de dicho mineral en ella. Este mineral se genera sobre todo en condiciones climáticas que dan lugar a una hidrólisis total de silicatos primarios, con un fuerte lavado de cationes alcalinos y alcalinotérreos (Dunoyer de Segonzac, 1969; López Aguayo, 1972; Chamley, 1989).

## INTERESTRATIFICADOS.

El origen de estos minerales es complejo de deducir en la mayoría de los casos, ya que su presencia puede responder a diferentes causas.

Puede proceder de los aportes continentales, en cuyo caso se habrían formado en suelos mediante procesos edáficos de meteorización y transformación química (Sudo y Shimoda, 1977; Chamley et al., 1978). Igualmente pueden derivarse de otros filosilicatos a través de transformaciones ocurridas a lo largo de la diagénesis (Dunoyer de Segonzac, 1969; Pollastro, 1985), o también pueden representar un estado intermedio en el proceso



evolutivo de transformación de minerales como la illita y la clorita hacia esmectitas y vermiculitas, en un sentido u otro (Dunoyer de Segonzac, 1969).

La composición química de la mayoría de las esmectitas e illitas no se ajusta a las teóricas de cada especie mineral, sino que es frecuente encontrar esmectitas aluminicas con bastante potasio, e illitas pobres en aluminio y ricas en hierro y magnesio. Esta circunstancia puede responder a la presencia de intercrecimientos cristalinos de ambas especies (Bell, 1986; Ahn y Peacor, 1986; Yau et al., 1987). El microanálisis realizado en partículas de interestratificados muestra cómo estos corresponden, en su gran mayoría, a términos intermedios entre las fengitas y las beidellitas, lo cual los relacionaría con un origen detrítico, procedentes de transformaciones producidas entre los perfiles edáficos desarrollados en el continente emergido.

No obstante, se han detectado algunos términos intermedios entre illita y beidellita magnésica. El mayor contenido en magnesio de estos interestratificados nos haría no descartar un origen de los mismos por transformaciones sufridas en un medio de depósito rico en magnesio.

#### ESMECTITAS.

El origen de las esmectitas (Fotografías 1 y 3 de L.3, y 3 y 4 de L.4) es siempre difícil de establecer, ya que es un mineral que puede provenir de diferentes procesos genéticos.

Es frecuente su formación en suelos desarrollados en el continente bajo climas cálidos en los que hay una alternancia de estaciones secas y húmedas. Estas podrían ser la fuente de importantes cantidades de esmectitas detríticas encontradas en cuencas sedimentarias (Paquet, 1970; Chamley, 1979 a, b; Debrabant

y Foulon, 1979).

Otro posible origen de esmectitas se sitúa en la alteración de rocas volcánicas submarinas de carácter básico (Fischer, 1977; Papavassiliou & Cosgrove, 1981; Noack, 1983...). La formación de las esmectitas se debería a la alteración del basalto causada por la circulación de agua marina y soluciones hidrotermales en zonas de fisuras y fracturas.

Huertas et al. (1970) y Weaver y Beck (1977) describen las condiciones de depósito en las cuales se produce neoformación de esmectitas. Para ello es necesario un medio ligeramente alcalino enriquecido en magnesio.

Por último las esmectitas son un producto frecuente de procesos diagenéticos (Brosse, 1982) en los que magnesio y sílice están presentes. El Mg provendría del agua marina o de la alteración de minerales ferromagnesianos de origen volcánico. La sílice también puede ser aportada por la alteración de rocas volcánicas (Von Rad y Rösch, 1972) o bien puede ser biogénica proporcionada por organismos de caparazón silíceo (Artur, 1979).

La composición química de las esmectitas estudiadas nos permite distinguir diversos tipos (figura VI.2.1), cada uno de ellos con génesis diferentes. En primer lugar, las esmectias de tipo beidellita aluminico-férrico, que están presentes en todas las secuencias, si bien en proporciones diferentes. Así, son las únicas esmectitas de las margas de las series de Coscojar y Garrucha y son las más abundantes en las series de Los Yesos, Cariatiz y Sorbas. Estas series son las que muestran ausencia o un bajo contenido de paligorskita y en ellas las esmectitas son el componente fundamental de la fracción arcilla. Todo esto unido a que estas secuencias son las de mayor carácter detrítico nos hace pensar que han sido heredadas a partir de suelos desarrollados en áreas

circundantes. El origen detrítico de las beidellitas aluminico-férricas ha sido puesto de manifiesto por muchos autores (Thiry y Trauth, 1976; Trauth, 1977; Thiry, 1981; Chamley, 1989).

A partir de estas beidellitas detríticas, y en medios más confinados con una alta concentración de magnesio, se habrían producido transformaciones tales como la entrada de Mg en la capa octaédrica que generaría las beidellitas magnésicas presentes sobre todo en las series de GP, CT, CTB, CV, LP, CUA, LM y ZR. En el capítulo de geoquímica se comenta el mayor contenido de magnesio en estas series.

En estas mismas secuencias se han encontrado algunas esmectitas de tipo saponita aluminica, asociadas también con paligorskita. Para estas esmectitas se propone un origen de neoformación en medios alcalinos ricos en Mg en los que según Weaver y Beck (1977) un valor de pH inferior a 8 favorece su formación. La presencia de interestratificados I-S de tipo ilita-beidellita magnésica o ilita-saponita-aluminica sería un testigo de transformaciones de ilitas a esmectitas en estos medios ricos en magnesio.

Por último, también se ha encontrado beidellitas magnésicas y saponitas aluminicas en las areniscas (y no en las margas) de los olistostromas de Coscojar y Garrucha en la cuenca de Vera. Estas esmectitas también están presentes en las turbiditas tortonienses infrayacentes a la serie del cerro Coscojar, con las cuales se relacionan genéticamente los cuerpos areniscos de los olistostromas, tal y como se ha puesto de manifiesto a la hora de estudiar el origen de la clinoptilolita. Todo esto unido al carácter detrítico de las dos series nos hace descartar la herencia de estas esmectitas a partir de suelos desarrollados en áreas circundantes. Antes al contrario, la asociación con clinoptilolita y ópalo CT y la cercanía a coladas de veritas nos hace pensar en un origen para estas esmectitas magnésicas a partir de la

alteración de rocas volcánicas durante la diagénesis.

En resumen, podemos decir que las esmectitas halladas en los sedimentos estudiados se han podido originar a partir de cuatro procesos: . En primer lugar, herencia de beidellitas Fe-Al a partir de suelos situados en áreas continentales próximas. En segundo lugar neoformación de saponitas aluminicas en medios ricos en magnesio y con pH alcalino; en estos mismos medios se produciría la transformación a partir de beidellitas férrico-alumínicas en beidellitas magnésicas. Por último, ciertas esmectitas magnésicas se habrían formado por alteración durante la diagénesis de rocas volcánicas.

#### PALIGORSKITA.

La paligorskita, (Fotografías 1-6 de L.2, y 1-3 de L.4), ha sido identificada en once de las series estudiadas, en las que se encuentra tal y como ya se ha indicado en la síntesis de mineralogía de arcillas, en porcentajes muy variables (figura VI.2.1): menor del 5% para LY y SB, del 5 al 10% para LM, CZ y ZR' y del 25 al 40% para GP, CT, CTB, CV, LP y CUA.

Berger y Von Rad (1972) y Couture (1977) han descrito paligorskita originada por reacciones de neoformación a partir de alteración de rocas basálticas oceánicas. Bonatti y Joensun (1968 y 1969); Bowles et al. (1971) y Furbish y Sando (1976) muestran cómo este mineral puede neoformarse por precipitación directa en aguas oceánicas profundas a partir de la reacción directa entre el agua del mar y fluidos hidrotermales cargados de Mg que emanarían de zonas de fracturas, generalmente asociadas a rifts activos. Por su parte Karpoff et al. (1989) definen un nuevo mecanismo de neoformación de paligorskita en medios oceánicos, consistente en la

halmyrolisis no hidrotermal de peridotitas serpentinizadas. Por otro lado Von Rad y Rösch (1971,1974) y Kastner (1981) sugieren que la paligorskita puede formarse durante la diagénesis asociada a ópalo CT y clinoptilolita a partir de alteración de esmectitas y vidrio volcánico. También durante la diagénesis otros autores ha descrito la formación de paligorskita en relación con procesos de dedolomitización (Pozo y Martín de Vidales, 1989; Pozo et al., 1990; Diez et al., 1989; Suárez et al., 1989). Sin embargo todos estos dos últimos procesos no parecen ser los causantes de la paligorskita hallada en estas cuencas.

Chamley et al. (1979) han descrito paligorskita de naturaleza detrítica, heredadas a partir de zonas con climas cálidos y humedad contrastada en régimen transgresivo. De igual modo también se cita la procedencia detrítica de paligorskita presente en sedimentos marinos aportada desde medios áridos o muy áridos bien por corrientes fluviales (Müller, 1961; Estéoule et al., 1970; Hartmann et al. 1971) o por el viento (Bouquillon y Debrabant, 1987; Kolla et al., 1976; Kolla y Biscaye, 1977; Goldberg y Griffin, 1970; Khalaf et al., 1982; Stoffers and Ross, 1979; Coudén-Gausson et al., 1987). Aparte de una evidente relación con paligorskita contenida en rocas o suelos circundantes, la única característica que se da por estos y otros autores (Chamley, 1989; Singer, 1979; Lenôtre et al., 1985) para reconocer el origen detrítico de la paligorskita es la existencia de fibras cortas y rotas como consecuencia de su fragilidad durante el transporte hasta la cuenca. En nuestro caso la mayor parte de las muestras se han examinado en microscopía electrónica de transmisión y por tanto durante su proceso de formación se introduce un elemento de distorsión de la morfología de las fibras, ya que se realiza el molido de la fracción  $<2 \mu\text{m}$  en mortero de ágata antes de ponerla en suspensión y montarla en la rejilla de cobre. Por tanto, el encontrar en las muestras fibras cortas y rotas no implica un origen detrítico. De hecho, también se han encontrado fibras de gran longitud y asociadas a láminas de esmectitas que más bien



eliminan el carácter detrítico de la paligorskita. Al mismo tiempo la ausencia de fibras de paligorskita en las series de Garrucha y Coscojar, de reconocida influencia detrítica, los porcentajes hallados en el resto de las secuencias de Vera, así como su asociación con esmectitas magnéticas apoya la desestimación del origen detrítico de este mineral, al menos en la cuenca de Vera. No obstante, no hay que descartar la participación de este mecanismo, sobre todo en las secuencias LY, LM, CZ y SB de la cuenca de Sorbas donde los porcentajes son menores y donde se han encontrado paleosuelos calizos con paligorskita (por ejemplo en la serie ZR).

Precisamente en gran parte de la secuencia ZR se han encontrado niveles de paleosuelos que contienen porcentajes de paligorskita que oscilan entre menos del 5% y el 10%. Esta paligorskita se habría formado por alteración pedogenética en estos suelos calcáreos, tal y como ha sido descrito por otros autores como Goudie (1983), Singer y Galán (1984), Singer (1984), Paquet et al. (1959), Gardnet (1972), Hay y Wiggins (1980, Bachman y Machette (1977) y Millot et al. (1977).

En la mayor parte de los casos, la génesis de este mineral se asocia a medios básicos ricos en sílice y Mg (Millot, 1964). La paligorskita precipita tanto en cuencas continentales de tipo lacustre como marinas cerradas o pobremente comunicadas con el mar abierto. En estas condiciones la evaporación hace posible que se consiga una alta concentración iónica y un pH alcalino que posibilitan su formación (Wollast et al., 1968), muchas veces asociada a carbonatos ( Millot, 1964; Weaver y Beck, 1977; Pozo et al., 1986; Jones y Galán, 1988; Weaver, 1989).

Tanto Millot (1964, 1970) como Huertas et al. (1970) han propuesto modelos de precipitación de paligorskita. Ambos autores distinguen diferentes zonas desde el borde al centro de la cuenca. En los bordes son minerales detríticos los más abundantes (ilita, clorita y caolinita). Por el contrario, más hacia el centro se

neoforman minerales como la montmorillonita, paligorskita y sepiolita, siguiéndose esta secuencia de borde a centro. Esta secuencia es reflejo de la disminución de Al y aumento de Mg a medida que nos acercamos al centro de la cuenca.

Weaver y Beck (1977) describen que la formación de paligorskita en medios restringidos se produce con Ph alcalinos comprendidos entre 8 y 9. Igualmente indican que este mineral no se forma por precipitación directa sino por transformaciones químicas en presencia de sílice y Mg a partir de otros filosilicatos, normalmente esmectitas. Estas transformaciones también han sido descritas últimamente por Jones y Galán (1988) a través de un mecanismo de disolución-precipitación, con un estado intermedio de interestratificado kerolita-estevensita; por Chahi (1992) a partir de estevensita en medios fosfatados y por Sánchez Jiménez (1992) a partir de un gel silicatado rico en aluminio y magnesio. Por contra, partidario de la precipitación directa, La Iglesia (1978) señala que sí se produce precipitación de paligorskita en medios básicos con suficiente alúmina, la cual sería suministrada por otros minerales de la arcilla. Singer (1981) incluso propone que la precipitación se produce aunque la relación  $Mg+Fe/Al$  se incremente. Este autor, al igual que Galán (1981), sugiere que el origen diagenético de paligorskita es poco frecuente.

En resumen podemos decir que es frecuente la génesis de paligorskita a partir de esmectitas magnéticas como precursor y que la neoformación de paligorskita precisa de altas concentraciones de sílice y Mg en un medio alcalino con pH entre 7 y 11. Los ambientes más comunes que reúnen estas características serían cuencas continentales lacustres, mares con circulación restringida de agua y también ambientes perimarineros.

Estos dos mecanismos son los aquí imputados para la formación de la paligorskita hallada en el sector norte de la cuenca de Vera y en la parte alta de la serie de Zorreras en la cuenca de Sorbas.

Esta hipótesis se basa en la asociación con esmectitas magnéticas y la íntima relación que con ellas llega a tener tal y como muestran las microfotografías realizadas en TEM (ver láminas). En éstas se puede apreciar como las fibras de paligorskita nacen de la periferia de partículas de esmectitas magnética.

#### IV.3.- EL AREA FUENTE DE LOS MATERIALES.

De la combinación de los resultados obtenidos en el estudio de la mineralogía global y de la mineralogía de arcillas en las fracciones de tamaño menor de 2  $\mu\text{m}$  y comprendido entre 2 y 20  $\mu\text{m}$ , así como del análisis de los parámetros cristalográficos medidos en filosilicatos, se pueden obtener una serie de consideraciones acerca de las rocas de las áreas que por su desmantelamiento aportaron los materiales constituyentes de los sedimentos a los medios de depósito. Lógicamente son los minerales de origen detrítico los que suministran dicha información.

Existen dos afloramientos, Garrucha y Coscojar, que muestran evidencias de poseer un área fuente diferente a las del resto. Esta circunstancia se ha puesto de manifiesto atendiendo a algunas diferencias que a continuación comentamos.

Ambas series, a diferencia del resto de las secuencias, presentan conjuntos olistostrómicos con abundantes cantos y bloques de yesos, por lo que el área fuente de los mismos habría que situarla en una zona con abundantes evaporitas que pudiera suministrar el yeso.

El gran tamaño de los bloques encontrados, así como la presencia de madera silicificada y otros restos de vegetales, indicarían una cierta proximidad de estos puntos de la cuenca a la línea de costas. Esta cercanía sería mayor para la serie de Coscojar, ya que en ella se encuentra una cantidad más elevada de madera silicificada y contiene bloques de gran tamaño de travertinos que conservan perfectamente las impresiones de hojas y tallos de vegetales. Atendiendo a este rasgo, y a que no existen relieves emergidos con importantes depósitos de yesos en otra dirección que el oeste, sería razonable pensar que el área fuente de los materiales se sitúa al oeste de los afloramientos. La ausencia de yesos en la cuenca de Vera, y las grandes extensiones de los mismos que se sitúan en la vecina cuenca de Sorbas, haría posible enclavar en ésta última la fuente de los olistostromas. Sin embargo, en ellos también hay cantos de turbiditas del final del Tortoniense de la cuenca de Vera, y en su parte superior, cuerpos estratoides, de aproximadamente 1 metro de potencia, de naturaleza areniscosa, cuya relación con las turbiditas ha sido puesta de manifiesto anteriormente en base a la presencia de ceolitas originadas en las proximidades de las coladas volcánicas cercanas al cerro Coscojar. Estos hechos llevarían a proponer la propia cuenca de Vera como área fuente de los materiales. De esta forma habría que pensar que depósitos de yesos, similares a los de la cuenca de Sorbas, se situaban en la cuenca de Vera, pero que en esta última han sido desmantelados por efecto de una etapa erosiva que en algunas zonas, como el propio cerro Coscojar, ha sido descrita (Barragán, 1986).

En definitiva, la procedencia del yeso es una cuestión que, como ya se planteó en el apartado de objetivos, no es posible discernir claramente en este momento, pudiendo ser ciertas cualquiera de las dos teorías expuestas anteriormente, o incluso ambas.

Para el resto de los afloramientos se propone un área fuente

distinta, probablemente situada más al norte de la anterior. En estas secuencias el yeso se encuentra como trazas o como producto secundario rellenando fracturas. Su procedencia es pues diferente.

De nuevo se propone una zona situada al oeste como suministradora del material. El hecho que sustenta esta hipótesis, es que en esta dirección existen relieves emergidos constituidos por rocas del complejo Nevado-Filábride, en el cual se sitúa el origen de los minerales detríticos hallados en los sedimentos. Esta relación genética ha sido anteriormente concretada en el apartado correspondiente al origen de los minerales de la arcilla, basándose en la medición de algunos parámetros cristalográficos que concuerdan con los medidos por Martín Ramos (1976) y Nieto García et al. (1989) para el complejo Nevado-Filábride. Dentro de este complejo, los parámetros medidos en los minerales detríticos son semejantes a los obtenidos por los autores antes mencionados para el manto del Mulhacén. La presencia de paragonita en los sedimentos de la cuenca de Vera nos indicaría, además, que las rocas que afloraban en el área fuente eran los esquistos de este manto.

#### IV.4.- EL MEDIO DE DEPOSITO DE LOS SEDIMENTOS.

Para caracterizar el medio de depósito en el que se produjo la sedimentación de los materiales se ha atendido principalmente a los minerales de neoformación, ya que sus condiciones genéticas serán las dominantes en la cuenca.

Como ya se ha indicado en el apartado dedicado al origen de los minerales, se propone como mineral neoformado la paligorskita. También ha podido haber formación de una parte de las esmectitas en un medio de características parcialmente compatibles con las de formación de paligorskita.

Estas características, descritas por numerosos autores (ver capítulo mencionado anteriormente), se resumen en una alta concentración iónica de sílice y magnesio, presencia de aluminio y carácter alcalino con pH comprendido entre 7 y 11.

Los medios en los que se alcanzan estas condiciones, y por lo tanto idóneos para la formación de paligorskita, son varios, si bien en todos ellos deben converger ciertas condiciones conducentes a la concentración iónica.

Millot (1964 y 1970), Isphording (1973) y Chamley (1989) entre

otros, indican que puede precipitar paligorskita en condiciones de salinidad que varían desde el agua dulce de lagos hasta aguas hipersalinas continentales o marinas. Callen (1981) coincide en que la paligorskita no es definitoria de un medio marino o no marino.

Por el contrario, Weaver y Beck (1977) señalan que este mineral es característico de medios salobres, tales como lagunas de aguas someras, dificultándose su formación en aguas marinas o de mayor salinidad.

Para Galán (1981) los medios más apropiados para la formación de este mineral son las cuencas continentales lacustres o los ambientes perimarinicos con circulación de agua restringida.

En las series estudiadas la mayor concentración de paligorskita se encuentra en los tramos de las secuencias correspondientes al final del Messiniense (parte superior de Garrapancho, Cantera y Cantera-B, y tercios centrales de Cañada de Vera, Los Palacios y Cuevas de Almanzora). En ellos han sido descritos organismos propios de aguas someras y en ocasiones salobres.

En concreto, Martín Pérez (1989) encuentra en el techo de Garrapancho géneros de nannoplancton como *Rhabdosphaera* y *Ponthosphaera* característicos de medios someros, y *Braarudosphaera Bigelowi*, que se desarrolla principalmente en medios salobres. Hay que decir que no obstante habría conexión con el mar abierto, marcada por el género *Amaurolithus*. En cualquier caso, la abundancia y total predominio de las formas esféricas respecto de las carenadas y angulosas nos sitúa en un medio poco profundo que podría ser transicional hacia uno de condiciones aún más restringidas al que los organismos no lograron adaptarse, tal y como indican las tres últimas muestras de esta secuencia que son azoicas.

En las series de Cañada de Vera y Los Palacios (Carrasco et al., 1979) y sobre todo en Cuevas de Almanzora (Cita et al., 1980), se han descrito en tramos de laminitas situados en el centro de la secuencia, ostrácodos del género *Cyprideis*, indicativos de medios salobres; Geerlings et al. (1980) en esta última sección encuentran algas del género *Chara* sp., propias de agua dulce. Estas especies son consideradas por los autores "in situ" en el corte de Cuevas de Almanzora, mientras que Carrasco et al. (1979) proponen que los ostrácodos en Cañada de Vera y Los Palacios son resedimentados (ver descripción de cada una de las series).

Por otra parte, las tres últimas secciones presentan, como ya se ha indicado, una sucesión continua de foraminíferos planctónicos desde el Messiniense al Plioceno.

El encontrar al mismo tiempo faunas típicamente marinas con otras propias de aguas salobres e incluso dulces, puede explicarse de dos formas diferentes:

- Se produce resedimentación en una cuenca marina, de organismos procedentes de materiales topográficamente más altos que se habrían formado en un medio salobre. Este parece ser el caso de Cañada de Vera y Los Palacios, dado el escaso número de ostrácodos presentes.

- En el Messiniense superior, el mar se va retirando y deja zonas con comunicación intermitente o nula en las que comienza a desarrollarse una fauna de medios de escasa salinidad en facies de tipo "lago-mare" (Cita et al., 1980). Posteriormente, la transgresión pliocena da lugar a que el mar invada estas lagunas y que por lo tanto entren foraminíferos planctónicos en una cuenca donde estaban instalados los ostrácodos, los cuales poco a poco irán desapareciendo.

La corta duración de la retirada del mar y la baja tasa de



sedimentación que reflejan las laminitas, explicaría que las faunas se encuentren mezcladas y que no haya una sucesión de niveles que marquen claramente el paso de un medio marino a otro no marino.

Esta segunda teoría parece la más adecuada para explicar la sedimentación en la serie de Cuevas de Almanzora.

En cualquier caso, parece clara la compartimentación de la cuenca en el tránsito Mioceno-Plioceno (Fig. IV.4.1). Esta compartimentación favorece la existencia de medios tranquilos, donde se alcanzan condiciones de confinamiento con circulación de agua restringida en los que una alta concentración iónica permite la formación de paligorskita. El momento de mayor confinamiento, tanto en aguas marinas como no marinas (existencia de ostrácodos del género *Cyprideis* y algas charofitas sp.), vendría también reflejado por el aumento de la proporción de paligorskita, hecho que sucede hacia el final del Messiniense.

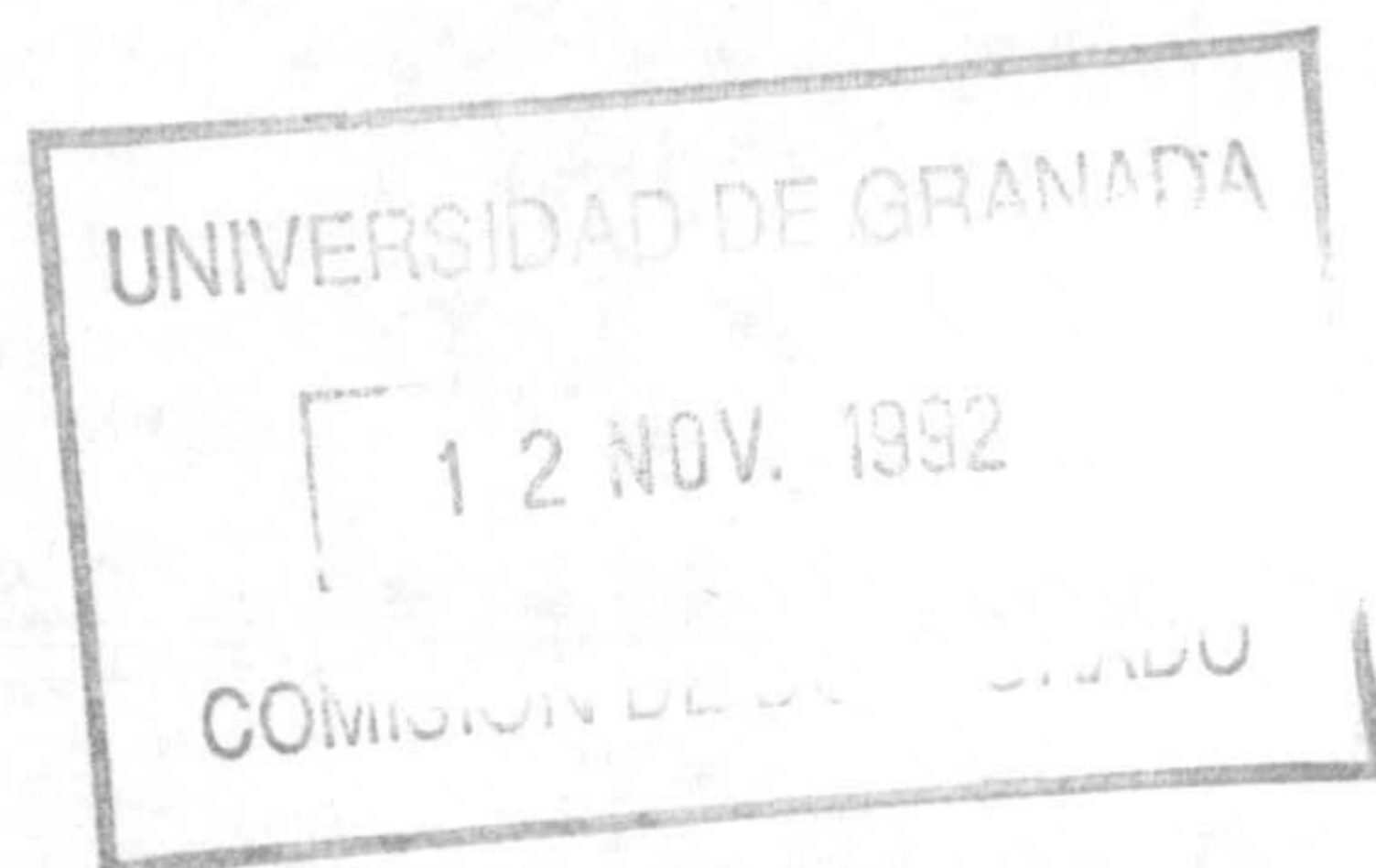


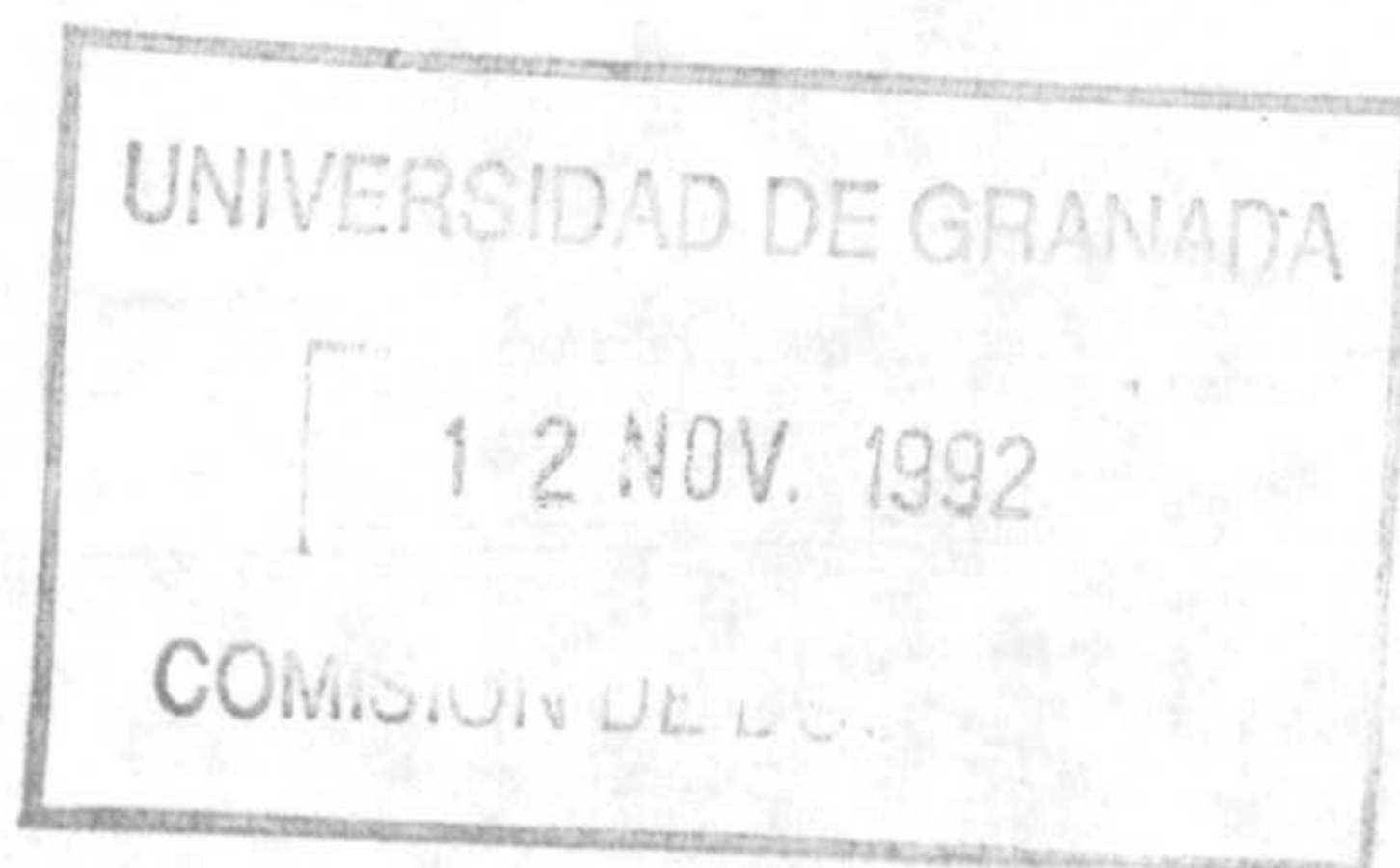
Fig.IV.4.1.- Esquema de reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca de Vera durante el Tránsito Mioceno-Plioceno.

Pero estos tipos de medios no son los únicos en los que se desarrolla la sedimentación durante este período de tiempo. Hay criterios para suponer que en Coscojar y Garrucha el medio ambiente de depósito era diferente, no olvidemos el emplazamiento de olistostromas con abundantes cantos de yeso en estas series, al que se suma la ausencia de paligorskita en la fracción fina de las margas. Además, ha sido descrita por Barragán (1986) la existencia de paleorrelieves en la base de las secuencias sobre los que se disponen, como en el caso de Coscojar, abanicos de conglomerados con sus vértices apoyados sobre él.

Estas evidencias nos llevan a proponer para estas dos últimas series un medio de depósito más energético y con mayor circulación de agua que en los casos anteriores. En este ambiente, después de una etapa erosiva difícil de situar en el tiempo, pero probablemente coincidente con la crisis de la salinidad messiniense, se depositan margas y posteriormente se emplazan olistostromas (Fig.IV.4.2).

Fig. IV.4.2.- Esquema paleogeográfico del sector sur de la cuenca de Vera para el Messiniense superior.

La separación de los dos tipos de medios de depósito habría que buscarla en la existencia de un alto paleogeográfico que, probablemente, se situaba coincidiendo con la alineación del actual cerro Garrapancho. Este umbral topográfico impediría la llegada de material olistostrómico al Norte de él, y al mismo tiempo serviría de barrera ante corrientes marinas, favoreciendo así el carácter confinado del medio que se situaba más al Norte.



#### IV.5.- EL CLIMA.

La asociación mineralógica esmectita + paligorskita nos indica que el clima bajo el que se encontraba la cuenca de Vera al final del Messiniense, debería ser propicio para la formación de estos minerales.

Si asumimos que parte de las esmectitas son heredadas a partir de suelos desarrollados en el área fuente, debemos pensar que el clima era cálido con una alternancia contrastada de la pluviosidad, sucediéndose épocas húmedas y secas (Chamley, 1979 a y b; Debrabant y Foulon, 1979; Caillere et al., 1982; Singer, 1984).

La formación de paligorskita siempre se asocia a altas temperaturas. En cuanto a la pluviosidad, hay autores como Singer (1984) que defienden la formación de paligorskita en períodos secos, si bien la describe asociada a ilita, clorita y cuarzo, y no junto con esmectitas como en este caso.

Sin embargo la mayoría de los autores proponen una pluviosidad contrastada. Isphording (1973) describe formación de paligorskita bajo un clima subtropical con abundantes precipitaciones. Weaver (1984) relaciona con el descenso de las precipitaciones la disminución de formación de paligorskita, la cual se favorece con alta pluviosidad y temperaturas subtropicales. Leguey et al. (1984) señalan que la paligorskita puede formarse en climas con una sucesión de estaciones secas y húmedas, si bien con temperaturas cálidas que permitan una evaporación mayor a los aportes de agua recibidos en la cuenca, al menos durante la estación seca, para que así se alcance una concentración iónica

adecuada.

En definitiva, podemos señalar que la pluviosidad, aunque se limite a estaciones cortas, es necesaria para que se produzca la hidrólisis capaz de liberar los elementos químicos necesarios para la neoformación. De igual modo son necesarias altas temperaturas para que se produzca una evaporación que permita que estos elementos se vayan concentrando. Los climas que mejor cumplen con estas condiciones (Millot, 1964) son los tropicales y subtropicales o los mediterráneos húmedos.

Coincidiendo con el tránsito Mioceno-Plioceno, se registra un aumento de la proporción de caolinita que ya ha sido descrito en el capítulo de resultados. Este aumento se debe de relacionar con un cambio en los aportes procedentes del área fuente. Como no hay ninguna evidencia de que se produzca un cambio de área de influencia respecto a la del final del Messiniense, es lógico deducir que ha sido un cambio climático el causante de una mayor formación de caolinita en ella. El clima debió de tornarse pues más húmedo; el aumento de las precipitaciones en una zona bien drenada y con temperaturas cálidas, ocasiona un fuerte lavado de cationes en la roca madre y favorece la formación de caolinita (Dunoyer de Segonzac, 1969; López aguayo, 1972; Chamley y Debrabant, 1982; Maillot y Robert, 1980; Caillere et al., 1982; Chamley, 1989).

En resumen, a partir de los datos de mineralogía de arcillas, se propone para la cuenca de Vera en el período final del Messiniense un clima mediterráneo húmedo o subtropical, en el que confluirían altas temperaturas y una pluviosidad probablemente contrastada que, al menos en las estaciones húmedas, debió de ser alta. Al comienzo del Plioceno, este clima cálido registra mayor número de precipitaciones, siendo probablemente tropical o subtropical.

#### IV.6. EL GRADO DE DIAGENESIS.

Debido a su estructura, composición química tan variable y pequeño tamaño, los minerales de la arcilla son buenos testigos de los cambios producidos durante la diagénesis.

La naturaleza detrítica en los sedimentos anteriormente analizados de la illita, paragonita, clorita y caolinita, no nos ofrece información de los procesos diagenéticos sufridos por ellos, sino que mantienen las características cristaloquímicas que poseían en las rocas constituyentes del área fuente (cristalinidad propia de metamorfismo).

Sin embargo, sí se pueden deducir algunas consideraciones de la presencia de esmectitas y paligorskita. Estos minerales se desestabilizan si la diagénesis alcanza estadios avanzados. Mufler y White (1969), observan cómo las esmectitas dejan de ser estables a partir de temperaturas de 90-100°C. Esquevin (1969) y Velde (1977) deducen que la paligorskita no se forma bajo temperaturas superiores a 80°C. Es pues evidente que la diagénesis sufrida por estos materiales no alcanzó un grado elevado.

Por otra parte, se han identificado otros minerales que sí son claros indicativos de que estos sedimentos han sido afectados por procesos diagenéticos. Aunque la mayor parte de los interestratificados I-S son de origen detrítico, la presencia de algunos ricos en magnesio podrían ser un estadio intermedio, reflejo de transformaciones diagenéticas a partir de esmectitas magnésicas tendentes, a la formación de illita, si bien ésta no se

llegó a formar. El tipo de interestratificados I-S, ramdon, avala esta hipótesis de diagénesis incipiente.

El ópalo CT es otra fase mineralógica de origen diagenético, formado a partir de sílice biogénica. Indica una diagénesis en la cual la presión se situaba entre 250 y 660 Kg/cm<sub>2</sub>, y la temperatura entre 45 y 69°C (Aoyagi y Kazama 1980). La profundidad de enterramiento, deducida del espaciado entre planos 101, que se sitúa en torno a 4.12 Å, debió de ser, en cualquier caso, inferior a los 250 metros (Riech y Von Rad 1979). La precipitación del ópalo CT se favorece si el medio es ligeramente alcalino y están presentes núcleos de Mg y OH en los fluidos intersticiales.

Es obvio que el medio químico en el que se desarrollan estas transformaciones diagenéticas es rico en sílice (precipitación de ópalo CT), esta característica favorece una alta relación de Si/Al, necesaria para la formación de clinoptilolita durante la diagénesis. Este mineral se habría formado a una temperatura cercana a los 60°C bajo una presión de 330 Kg/cm<sub>2</sub> (Aoyagi y Kazama, 1980), a partir del vidrio volcánico presente en las cercanías de las secuencias en las que se encuentra, con adición de sílice proporcionada por el ópalo CT. Las proporciones de los distintos elementos en la clinoptilolita podría suministrar una idea de la composición de los fluidos diagenéticos.

A modo de resumen, podemos concluir que los sedimentos constituyentes del tránsito Mioceno-Plioceno en la cuenca de Vera, si bien no han sido sometidos a una diagénesis profunda, sí muestran claros indicios de haber sufrido procesos englobados dentro de una diagénesis incipiente.

## V. CONCLUSIONES.

La mineralogía global de las secuencias estudiadas está compuesta por la siguiente asociación de minerales: filosilicatos, calcita, dolomita, cuarzo y feldespatos. Como minoritarios aparecen yeso, ópalo CT, goethita y clinoptilolita. Por lo general, los filosilicatos son los más abundantes y se encuentran en proporciones similares a las del total de carbonatos (40%). La suma de cuarzo y feldespatos se sitúa entre el 15 y el 20%. La presencia de olistostromas con abundantes cantos de yeso en dos de las secuencias, Garrucha y Coscojar, permite diferenciarlas de las restantes.

Los minerales de la arcilla presentes en todas las secuencias son esmectitas, illita, interestratificados illita-esmectita, caolinita, clorita y paragonita. La presencia de paligorskita permite diferenciar dos tipos de secuencias. De un lado Coscojar y Garrucha, en las que no se encuentra dicho mineral, y, del otro, las restantes series, en las que constituye el 30% de la fracción arcilla.

El origen de los minerales es variado. Hay minerales heredados como la illita, paragonita, clorita, caolinita e interestratificados I-S; neoformados como la paligorskita; diagenéticos como la clinoptilolita y el ópalo CT; y con un variado origen, tal y como refleja la composición química de las esmectitas, que pueden ser detríticas, procedentes de transformaciones por entrada de magnesio en la capa octaédrica o de neoformación en el medio de depósito.

De la mineralogía encontrada y del análisis de los parámetros cristalográficos de filosilicatos, se deduce que hubo dos áreas fuente para los sedimentos estudiados. En una de ellas, la que



alimentó la serie de Coscojar y Garrucha, existían depósitos de evaporitas, a diferencia de la que aportó los materiales del resto de las secuencias. Estas áreas se sitúan al oeste de las series estudiadas y estaban constituidas por rocas del complejo Nevado-Filábride pertenecientes al manto del Mulhacén, probablemente esquistos.

A un lado y otro de un alto paleogeográfico que debió de situarse en la alineación del cerro Garrapancho, se situaban medios de depósito diferentes. Al sur de dicho accidente, tras una etapa erosiva durante la crisis de la salinidad messiniense, se depositan series margosas y se emplazan olistostromas con cantos y bloques de yesos; se trata de un medio energético con una evidente circulación de agua. Al norte, se sitúan ambientes de sedimentación confinados, producto de una compartimentación de la cuenca originada por la retirada del mar, la cual viene marcada por la progradación de arrecifes hacia el Este y el Noreste. En estos medios se alcanza un carácter alcalino con pH entre 8 y 11, y una alta concentración de sílice y magnesio que favorece la formación de paligorskita.

En esta zona situada al Norte del cerro Garrapancho, algunas de las subcuencas pudo llegar a desconectarse del mar durante un período de tiempo cercano al tránsito Mioceno-Plioceno. Este pudo ser el caso de Garrapancho y de Cuevas de Almanzora.

El clima bajo el cual se situaba esta área sufrió un cambio apreciable coincidiendo con el tránsito Mioceno-Plioceno. Durante el Messiniense debió de ser tipo mediterráneo húmedo, con temperaturas cálidas y pluviosidad contrastada. En el Plioceno pasó a ser un clima subtropical con precipitaciones más importantes.

Los sedimentos constituyentes del tránsito Mioceno-Plioceno en la Cuenca de Vera han sufrido los efectos de una diagénesis temprana tal y como atestiguan la presencia de ópalo CT y clinoptilolita. Las condiciones de enterramiento se situarían en

una profundidad inferior a los 250 m., con una presión entre 250 y 660 Kg/cm<sub>2</sub>, y una temperatura entre 45 y 69°C. El medio químico sería alcalino, con presencia de Mg y OH, y una relación Si/Al elevada.