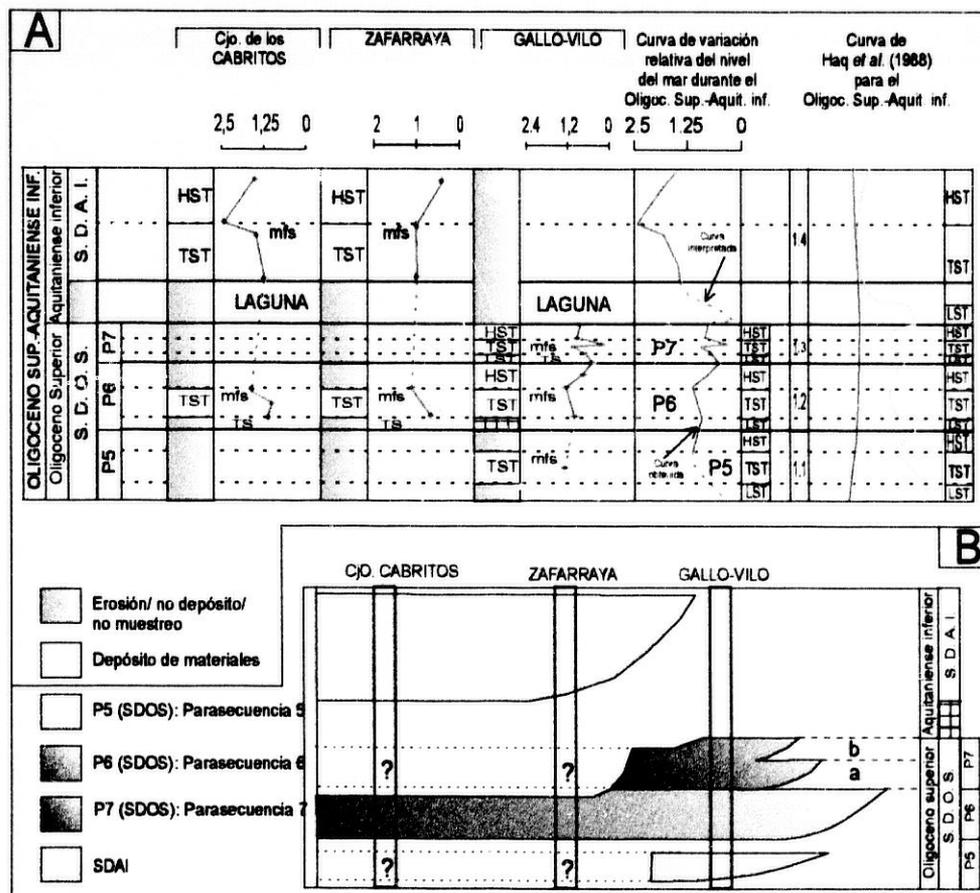


# PALEOGEOGRAFÍA TERCIARIA DE LA ALTA CADENA

(NE de la provincia de Málaga: S de España)  
ESTRATIGRAFÍA Y MINERALOGÍA



Tesis de Licenciatura

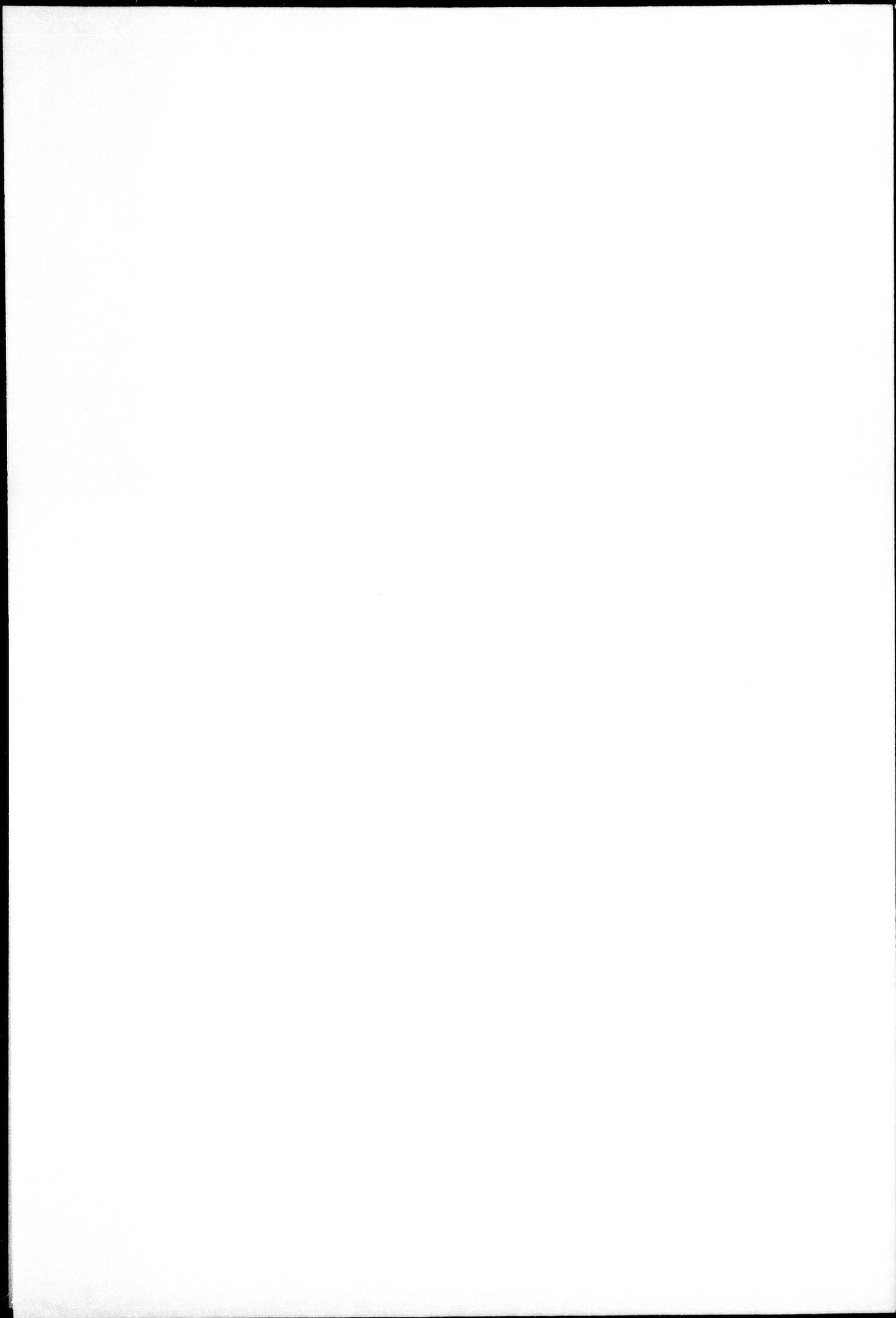
Francisco Javier ALCALÁ-GARCÍA

Departamento de Estratigrafía y Paleontología

FACULTAD DE CIENCIAS

UNIVERSIDAD DE GRANADA

1998



**UNIVERSIDAD DE GRANADA**  
**DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA**

**PALEOGEOGRAFÍA TERCIARIA DE LA ALTA CADENA (NE DE  
LA PROVINCIA DE MÁLAGA: S. DE ESPAÑA). ESTRATIGRAFÍA  
Y MINERALOGÍA.**

**Tesis de Licenciatura que presenta D. Francisco Javier Alcalá-García**

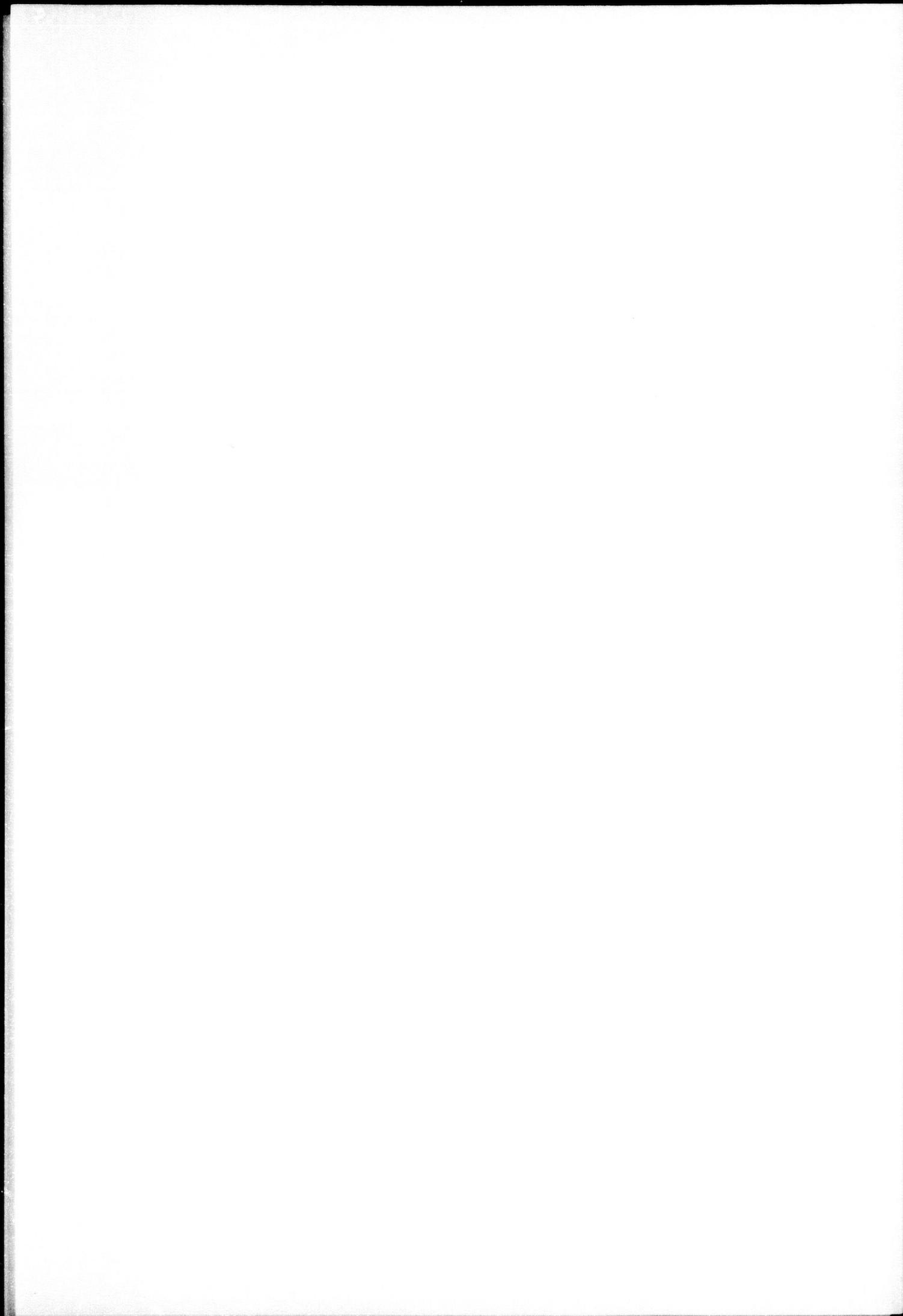
**Vº Bº de los Directores:**

**Fdo. Manuel Martín-Martín**

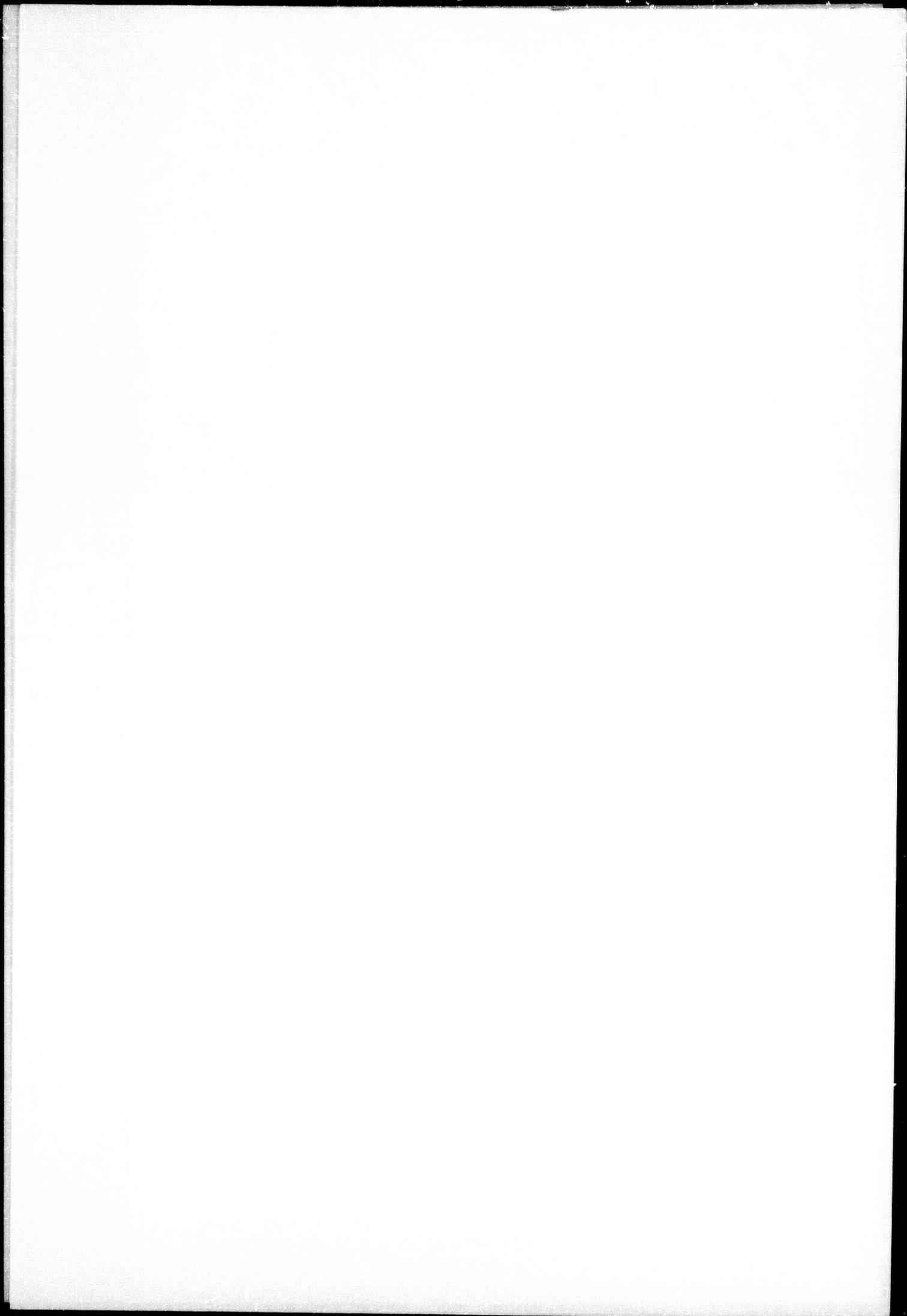
**Fdo. Alberto López-Galindo**

**Fdo. Francisco Javier Alcalá-García**

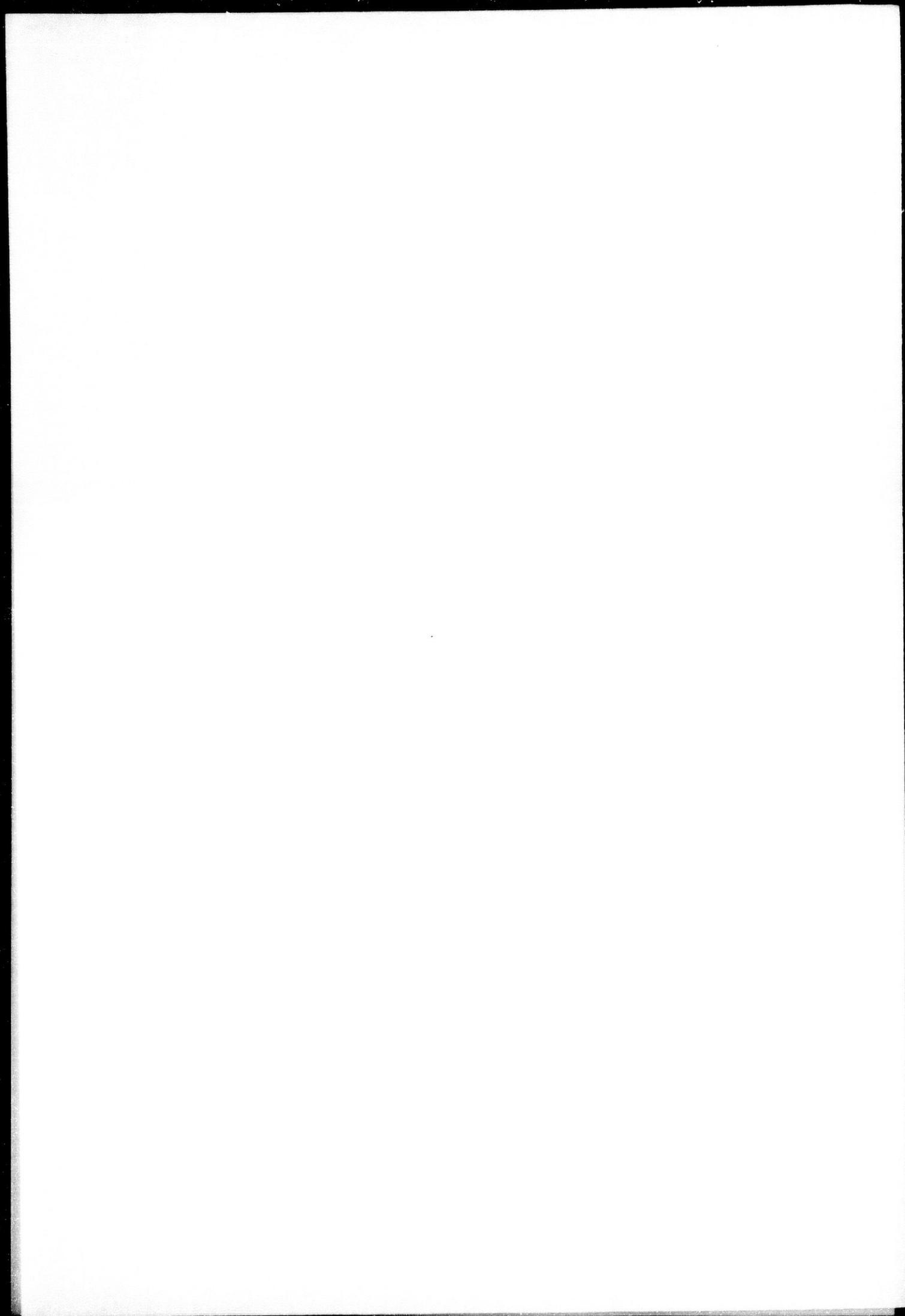
**GRANADA, 1998**



Tesis que presentó en Granada D. Francisco Javier Alcalá García, a fecha de Julio de 1.998, para optar al Grado de Licenciado en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada. Fueron los miembros del tribunal los doctores Dr. D. Juan Antonio Vera Torres (Catedrático de Estratigrafía de la Universidad de Granada), Dra. Dña. Purificación Fenoll Hach-Alí (Catedrática de Mineralogía de la Universidad de Granada) y Dr. D. Agustín Martín Algarra (Catedrático de Estratigrafía de la Universidad de Granada), que acordaron conceder, por unanimidad, la calificación de Sobresaliente de Honor.



A mi esposa, Amalia,  
A mi familia



## ÍNDICE

INDICE	I
RESUMEN	V
ABSTRACT	VII

### Parte Primera: GENERALIDADES

<i>Capítulo I: INTRODUCCIÓN</i>	3
I.1. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS	3
I.2. SELECCIÓN DE AFLORAMIENTOS Y SERIES ESTUDIADAS	4
I.3. MÉTODOS	4
I.3.1. TRABAJO DE GABINETE	4
I.3.2. TRABAJO DE CAMPO	6
I.3.3. TRABAJO DE LABORATORIO	6
I.3.4. INFORMACIÓN GEOLÓGICA OBTENIDA DE CADA MINERAL DEPENDIENDO DEL AMBIENTE DE DEPÓSITO Y LA DIAGÉNESIS	9
I.4. BIOSTRATIGRAFÍA UTILIZADA	17
I.5. MARCO GEOLÓGICO	19
I.5.1. RASGOS GENERALES DE LA CORDILLERA BÉTICA	20
I.5.2. CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA ESTUDIADA	21
I.6. SÍNTESIS PRELIMINAR	32
I.7. PLANTEAMIENTO DE LA EXPOSICIÓN	34
I.8. AGRADECIMIENTOS	34

### Parte Segunda: DESCRIPCIÓN DE LOS SECTORES

<i>Capítulo II: RASGOS LITOESTRATIGRÁFICOS Y MINERALÓGICOS GENERALES DE LOS SECTORES ESTUDIADOS</i>	39
II.1. SECTORES DE LA ALTA CADENA	39
II.1.1. CONJUNTO SEPTENTRIONAL	39
Sector de Buitreras	39
Sector de Villanueva del Rosario	43
Sector del Puerto de las Pedrizas	46
II.1.2. CONJUNTO CENTRAL	48

Sector de Gibalto-Parrilla	48
II.1.3. CONJUNTO MERIDIONAL	51
Sector de Sierra Prieta s.s.	51
Sector de Sierra Prieta (Elemento de Alfamatejo)	54
II.1.4. UNIDAD DEL GALLO-VILO	57
Sector de La Sierra del Gallo-Vilo	57
II.1.5. UNIDAD DE ZAFARRAYA	60
Sector de Zafarraya	60
II.2. OTROS SECTORES ESTUDIADOS	64
II.2.1. SECTOR DEL CERRO DEL ÁGUILA	64
II.2.2. SECTOR DEL CORTIJO DE CABRITOS	68
II.2.3. SECTOR DE LA HOYA	71
II.2.4. SECTOR DE TAJO ALMARADO	73

### **Parte Tercera: ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y MINERALÓGICO**

<i>Capítulo III: EL CICLO SEDIMENTARIO DEL TERCIARIO DE LA ALTA CADENA</i>	81
III.1. INTRODUCCIÓN	81
III.2. A PROPOSITO DEL COMPLEJO DEL ÁGUILA	82
III.3 A PROPOSITO DE LA SERIE DE TAJO ALMARADO (PENIBÉTICO)	83
III.4. LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" DEL PALEOCENO	84
III.4.1. INTRODUCCIÓN	84
III.4.2. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL PALEOCENO INFERIOR	85
III.4.3. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL PALEOCENO SUPERIOR	87
III.4.4. EDAD DE LOS TRAMOS DE LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" PALEOCENA	87
III.4.5. MINERALOGÍA DE LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" PALEOCENA	93
III.4.6. INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA	96
III.5. LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" DEL EOCENO INFERIOR-MEDIO	97
III.5.1. INTRODUCCIÓN	97
III.5.2. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL EOCENO INFERIOR S.L.	99
III.5.3. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL EOCENO MEDIO S.L.	100
III.5.4. EDAD DE LOS TRAMOS DE LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" EOCENA	100
III.5.5. MINERALOGÍA DE LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" DEL EOCENO INFERIOR-MEDIO S.L.	102
III.5.6. INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA	106
III.6. LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" DEL OLIGOCENO SUPERIOR-	

AQUITANIENSE INFERIOR	108
III.6.1. INTRODUCCIÓN	108
III.6.2. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL OLIGOCENO SUPERIOR	110
III.6.3. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL AQUITANIENSE INFERIOR	111
III.6.4. EDAD DE LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" OLIGOCENO SUPERIOR-AQUITANIENSE INFERIOR	111
III.6.5. MINERALOGÍA DE LOS MATERIALES OLIGO-AQUITANIENSES	114
III.6.6. INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA	118
III.7. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL BURDIGALIENSE INFERIOR	121
III.7.1. INTRODUCCIÓN	121
III.7.2. LITOFACIES DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL BURDIGALIENSE INFERIOR	121
III.7.3. EDAD DE LOS DISTINTOS TRAMOS DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL BURDIGALIENSE INFERIOR	123
III.7.4. MINERALOGÍA DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL BURDIGALIENSE INFERIOR	124
III.7.5. INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA	129

#### **Parte Cuarta: SÍNTESIS PALEOGEOGRÁFICA Y CONCLUSIONES**

##### *Capítulo IV: PALEOGEOGRAFÍA DE LA ALTA CADENA Y SECTORES ADYACENTES. LAS UNIDADES DE TRANSICIÓN AL SURCO DE LOS FLYSCH TERCIARIO: UNIDADES TIPO ZAFARRAYA*

	133
IV.1. INTRODUCCIÓN	133
IV.2. RASGOS TECTÓNICOS GENERALES DE LA REGIÓN DE LA ALTA CADENA	133
IV.3. FASES TECTÓNICAS	135
IV.4. RECONSTRUCCIÓN PALINSPÁSTICA	138
IV.5. REALIZACIÓN DE LOS MAPAS DE FACIES	139
IV.6. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA	141
IV.7. EL "MEGASECRÓN" DEL PALEOCENO	141
IV.7.1. El Secrón del Paleoceno Inferior	143
IV.7.2. El Secrón del Paleoceno Superior	144
IV.8. EL "MEGASECRÓN" DEL EOCENO INFERIOR-MEDIO S.L.	144
IV.8.1. El Secrón del Eoceno Inferior s.l.	147
IV.8.2. El Secrón del Eoceno Medio s.l.	148
IV.9. EL "MEGASECRÓN" DEL OLIGOCENO SUPERIOR-AQUITANIENSE INFERIOR.	148
IV.9.1. El Secrón del Oligoceno Superior	151

IV.9.2. El Secrón del Aquitaniense Inferior	152
IV.10. EL SECRÓN DEL BURDIGALIENSE INFERIOR	152
IV.11. LA NUMIDIZACIÓN DE LAS ZONAS EXTERNAS DURANTE EL BURDIGALIENSE INFERIOR	157
<i>Capítulo V: CONCLUSIONES</i>	163
<i>BIBLIOGRAFÍA</i>	167
<i>ANEXOS</i>	179

## RESUMEN

En este trabajo se han estudiado los materiales terciarios de la región de la Alta Cadena (Blumenthal, 1927), situada al NE de la provincia de Málaga (Sur de España), en la que afloran materiales de edades comprendidas entre el Triásico y el Burdigaliense inferior, pertenecientes al Subbético Interno de las Zonas Externas Béticas.

Además de los materiales de la Alta Cadena, se han estudiado series terciarias del Complejo del Águila, clásicamente asociadas al Complejo del Campo de Gibraltar, las cuales han mostrado una clara conexión desde el punto de vista estratigráfico y mineralógico con las series terciarias de la Alta Cadena.

Estos materiales terciarios se han encuadrado dentro de un único ciclo sedimentario preorogénico, en el que se han definido siete secuencias deposicionales de edad: Paleoceno Inferior, Paleoceno Superior, Eoceno Inferior *s.l.*, Eoceno Medio *s.l.*, Oligoceno Superior, Aquitaniense inferior y Burdigaliense inferior. Las dos primeras, se han agrupado en la "Megasecuencia deposicional" del Paleoceno, la tercera y cuarta en la "Megasecuencia deposicional" del Eoceno Inferior *s.l.*-Medio *s.l.* y, la quinta y la sexta en la "Megasecuencia deposicional" del Oligoceno Superior-Aquitaniense inferior. La distinción de todas estas secuencias deposicionales se ha realizado en función a criterios estratigráficos, aunque posteriormente las divisiones más finas (parasecuencias y sub-parasecuencias) se han realizado mediante criterios mineralógicos.

Las siete secuencias deposicionales comentadas anteriormente presentan las siguientes características:

1. **Secuencia Depositional del Paleoceno Inferior**, compuesta por conglomerados poligénicos cementados que descansan sobre materiales margoso-calcáreos del Cretácico medio, a los que le siguen unas calcarenitas y calizas de *Microcodium* con niveles centimétricos intercalados de margas más abundantes a techo.
2. **Secuencia Depositional del Paleoceno Superior**, constituida por unos conglomerados a la base, que descansan sobre las calizas de *Microcodium* de la secuencia anterior y a los que les siguen unas calizas de *Microcodium* con niveles de margas más potentes y abundantes a techo de la secuencia.
3. **Secuencia Depositional del Eoceno Inferior *s.l.***, representada por conglomerados y margas a la base que suelen encontrarse tanto sobre los materiales del Paleoceno, como sobre materiales mesozoicos, y a los que le siguen unas calizas organógenas con niveles de margas intercalados más potentes y abundantes a techo.
4. **Secuencia Depositional del Eoceno Medio *s.l.***, compuesta por conglomerados poligénicos y calcarenitas más abundantes a techo de la misma. Estos se han encontrado siempre sobre los materiales de la secuencia deposicional anterior.
5. **Secuencia Depositional del Oligoceno Superior**, constituida por conglomerados con distinto grado de cementación a la base, que descansan sobre materiales mesozoicos, le siguen niveles de calizas organógenas y margas intercaladas, generalmente más abundantes y potentes a techo

de la misma.

6. **Secuencia Depositional del Aquitaniense inferior**, compuesta a la base por conglomerados poligénicos más cementados que en la secuencia anterior y que descansan sobre dichos materiales. A éstos le siguen unas calizas con *Lepidocyclinas* y niveles de margas más abundantes a techo.
7. **Secuencia Depositional del Burdigaliense inferior**, representada por silexitas y margas silíceas, aparece de forma indistinta sobre cualquier depósito de los citados con anterioridad en disposición transgresiva.

Mediante la utilización de la relación mineralógica propuesta por Daoudi *et al.* (1995): esmectita+caolinita/illita (la menos condicionada por la naturaleza del área fuente y/o procesos tectónicos) se han obtenido curvas y mapas de facies. Este estudio se ha realizado en las series terciarias de la Alta Cadena, el Complejo del Águila y la serie penibética de Tajo Almarado. Esta última, al pertenecer a un dominio pelágico durante el Terciario (sin discontinuidades), ha servido para correlacionar mineralógicamente las series de plataforma de la Alta Cadena y Complejo del Águila. La comparación de las series de Alta Cadena con la serie de Tajo Almarado y, con la curva de variación relativa del nivel del mar de Haq *et al.* (1988), ha permitido distinguir entre eventos tectónicos y eventos eustáticos como la causa de las discontinuidades detectadas.

Todos estos datos han permitido conocer con más detalle la paleogeografía de este dominio del Subbético Interno. Los aportes sedimentarios delimitados mediante el estudio de facies y mineralógico han desvelado hasta cuatro posibles áreas fuentes según la edad del depósito. Durante el Paleógeno (sin estructuración tectónica importante) éstas áreas las constituyen el Subbético Interno emergido (Sierra Gorda), Subbéticos más externos y el Penibético emergido, por orden de importancia. Durante el Mioceno Inferior (con una incipiente estructuración compresiva en este dominio), la entrada de materiales numídicos a la cuenca hace que aparezca el cuarto tipo de aporte, sólo detectado en las series más internas, manteniéndose los otros aportes citados para el Paleógeno.

**PALABRAS CLAVE:** Secuencia Depositional, Estratigrafía Secuencial, Curvas Mineralógicas, Terciario, Subbético Interno, Cordillera Bética.

## ABSTRACT

In this work, Tertiary materials of the High Chain region (Blumenthal, 1927) located at the NE of the Málaga province (South of Spain), have been studied. It can be constated the presence of the inner External Betic Zone materials which range in age from the Triassic to the early Burdigalian.

In addition this study covers others Tertiary series as the Cerro del Águila Complex, classically associated with the Campo de Gibraltar Complex, which shows a clear connection from the stratigraphic and mineralogic point of view with the High Chain Tertiary series and Tajo Almarado serie from the Penibetic Complex.

All the studied seccions can be included in a preorogenic sedimentary cycle. That in this work have been divided seven depositional sequences of age: Upper Paleocene, Lower Paleocene, Lower Eocene *s.l.*, Middle Eocene *s.l.*, Upper Oligocene, lower Aquitanian and lower Burdigalian. The first two, have been grouped in the Paleocene "depositional megasequence", the third and fourth in the Lower *s.l.*-Middle *s.l.* Eocene "depositional megasequence" and, the fifth and the sixth in the Lower Oligocene-lower Aquitanian "depositional megasequence". All these depositional sequences has been distincted in function to stratigraphical criteria, through thereafter the more finest divisions (parasequences and subparasequences) have been divided by mineralogical criteria.

The seven depositional sequences are:

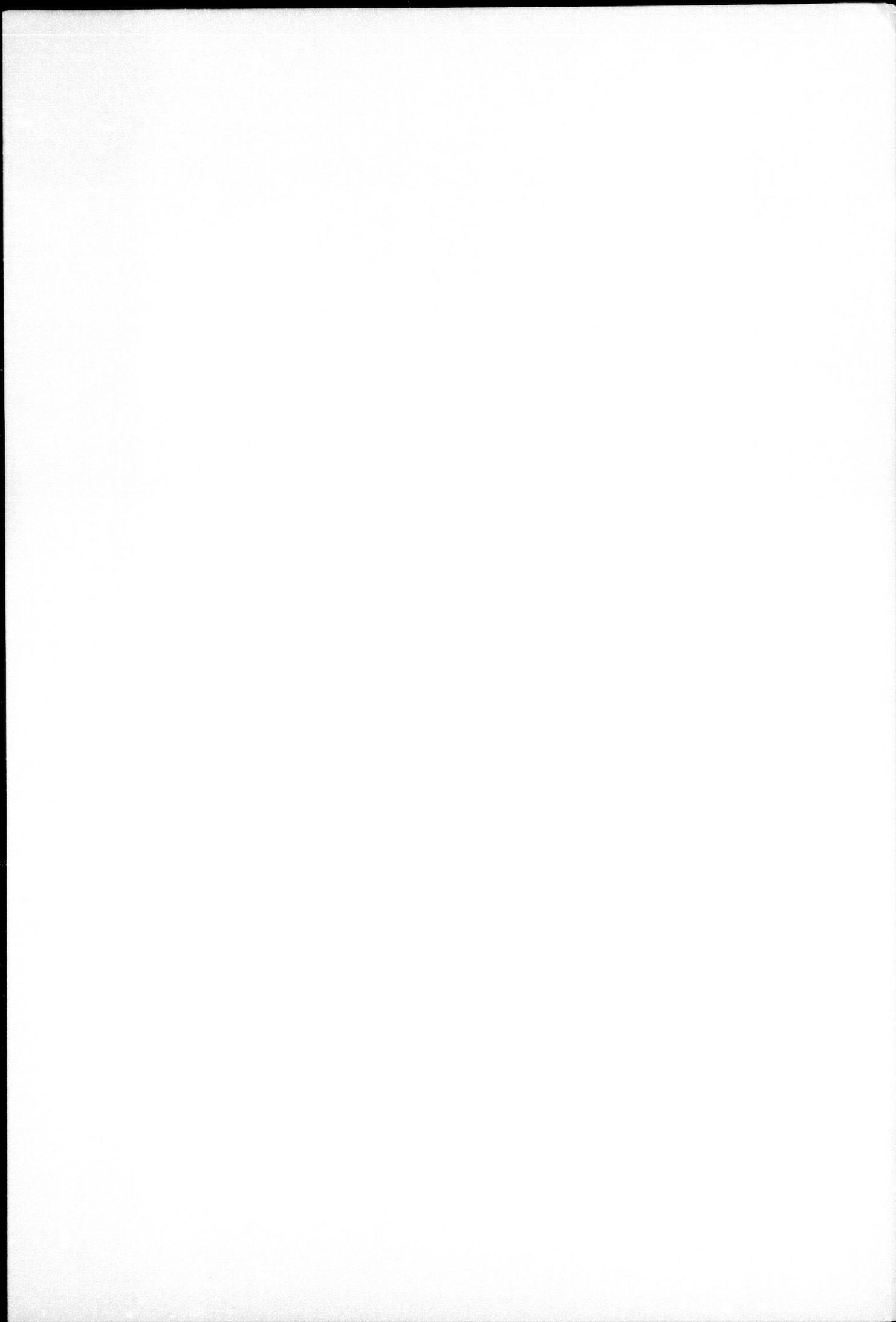
1. **Lower Paleocene depositional sequence**, composed by cemented poligenic conglomerates overlying middle Cretaceous marly-calcareous materials. At the top sandstones and *Microcodium* limestone with little levels of marls intercalated are found.
2. **Upper Paleocene depositional sequence**, made up by some conglomerates at the bottom, overlying the *Microcodium* limestones of the previous sequence. These sequence continue with some *Microcodium* limestone with marl levels thicker and more abundant at the top of the sequence.
3. **Lower Eocene *s.l.* depositional sequence**, constituted by conglomerates and marls at the bottom, overlying the Paleocene and Mesozoic materials, the sequence continue with Nummulites rich limestone and marl levels intercalated thicker and more abundant at the top.
4. **Middle Eocene *s.l.* depositional sequence**, composed by poligenic conglomerates and sandstone which are more abundant at the top. These have been found always upon the previous depositional sequence.
5. **Lower Oligocene depositional sequence**, constituted by conglomerates with different degree of cementation at the bottom, overlying Mesozoic materials, and at the top organical limestone levels and marly intercalations, generally more abundant and thicker upwards, are found.
6. **Early Aquitanian depositional sequence**, made up by cemented poligenic conglomerates overlying the previous depositional sequence. These sequence continue with *Lepidocyclina* limestone marly intercalations which become thicker upwards.
7. **Early Burdigalian depositional sequence**, composed by silexites and siliceous marls. These

sequence appears in a vague way any depositional sequences previously cited in transgression over.

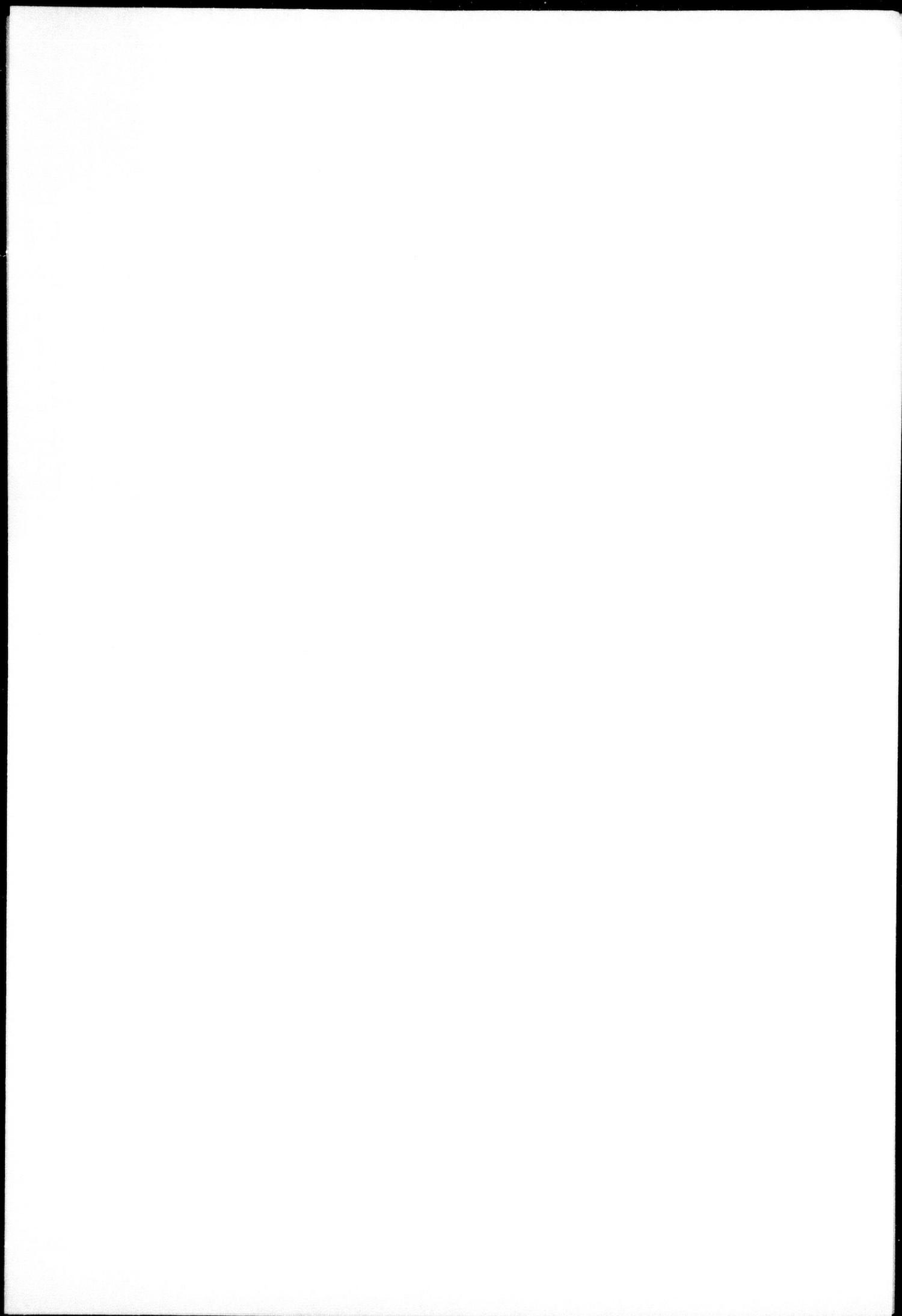
Through the utilisation of the mineralogical ratio proposed by Daoudi *et al.* (1995): smectite+kaolinite/illite (less conditioned by the source area nature and/or tectonic processes) curves for each series has been obtained, indicatives from the relative sea level variation in each one. This study has been accomplished in the High Chain, the Águila Complex and the Tajo Almarado's Penibetic Tertiary series. Tajo Almarado is situated in the deep basin during the Tertiary (without discontinuities), it has served to the mineralogical correlation of the High Chain and Cerro del Águila Complex platform series. The correlation of these series with the Tajo Almarado serie and, with the relative sea level variation curve from Haq *et al.* (1988) has permitted to distinguish between tectonic and eustatic events as the factor of the discontinuities detected.

All these data allows to know in a more detail the paleogeography of this sector of the Internal Subbetic. Four possible sources areas can be delimited with the mineralogical facies studies. During the Paleogene (without developed tectonic activity) these areas constitute the emerged Internal Subbético (Sierra Gorda), the Middle Subbetic and the Penibetic emerged, by order of importance. During the Lower Miocene (with an incipient compressive tectonic activity in this domain) the entry of Numidiam materials in the basin is the fourth type of contribution, only detected in the more internal, being maintained the contributions cited for the Paleogene.

**KEY WORDS:** Depositional Sequence, Sequence Stratigraphy, Mineralogical Curves, Tertiary, Internal Subbetic, Betic Cordillera.



**Parte Primera:**  
**GENERALIDADES**



## **I. INTRODUCCIÓN.**

### **I.1. PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS.**

A partir del Cretácico Superior tuvo lugar la estructuración en compresión de los diferentes dominios paleogeográficos, que más tarde, darían lugar a la Cordillera Bética (Martín-Algarra, 1987). Las Zonas Externas Béticas constituyeron el paleomargen Sud-Ibérico, que durante esta etapa compresiva terciaria, se comportaron como una cuenca de antepaís. Dentro de esta cuenca existió una paleogeografía complicada, formada por umbrales, en los que se instalaron plataformas carbonatadas, y surcos, en los que se daban depósitos pelágicos autóctonos y verdaderas olistostrómicas provenientes de los dominios que se iban estructurando en la misma (Comas, 1978).

Estos dominios paleogeográficos terciarios mostraron, en muchos casos, una paleogeografía distinta de la que existió durante el Mesozoico. Un claro ejemplo lo constituye la Alta Cadena, la cual, durante el Mesozoico, constituyó una zona deprimida (surco), mientras que, durante el Terciario, constituyó una zona elevada con sedimentación de plataforma (Peyre, 1969b y 1974). En este contexto, los objetivos esenciales de la presente investigación son:

- 1) Conocimiento de la geología del Terciario de una porción del Margen Interno de lo que constituyó el paleomargen Sud-Ibérico (Zonas Externas de las Cordilleras Béticas: Subbético Interno), para lo cual se ha realizado el reconocimiento y estudio de un conjunto de secciones cuyas edades van desde el Paleoceno al Burdigaliense inferior, localizadas en la Alta Cadena, en el Complejo del Campo de Gibraltar y en el Penibético.
- 2) Conocer las características, cualidades y localización (identificación) del área fuente de estos sedimentos.
- 3) Reconstrucción paleogeográfica, paleoclimática y de la variación relativa del nivel del mar del margen interno de las Zonas Externas durante el Terciario, incluyendo dentro de este dominio otras series que autores previos asociaron a distintos dominios paleogeográficos.

Para ello, ha sido de vital importancia el reconocimiento y distinción de series afines y no afines al margen Subbético, cuya inclusión se ha realizado mediante criterios estratigráficos, paleontológicos y mineralógicos. De importancia capital, por tanto, ha resultado la integración de los datos paleontológicos, mineralógicos y paleogeográficos obtenidos a la hora de clasificar y encuadrar las series estudiadas y reconocidas.

Sin duda, la resolución, por medio del tipo de mineralogía, de las condiciones de depósito y características del mismo (clima, paleorelieves, cambios relativos del nivel del mar, fases tectónicas, etc.), ha constituido la herramienta fundamental para la elaboración de este trabajo de carácter mixto.

## **I.2. SELECCIÓN DE AFLORAMIENTOS Y SERIES ESTUDIADAS.**

Para la selección de los afloramientos he tenido en cuenta las necesidades de un mayor conocimiento de la evolución terciaria del margen Sud-Ibérico. Igualmente, he seleccionado series adicionales con objeto de alcanzar un mejor conocimiento de las condiciones de depósito y su evolución dentro de un marco geológico condicionado por la tectónica.

Se ha elegido la Alta Cadena como zona central de la investigación, aunque se han seleccionado igualmente para este estudio el Complejo del Águila, elemento de Cabritos y elemento de La Hoya, clásicamente asociadas al Complejo del Campo de Gibraltar (Peyre, 1974; Martín-Algarra, 1987, entre otros), por el paralelismo estratigráfico de sus series terciarias con respecto a las de la Alta Cadena. Por último, el estudio de la serie terciaria de Tajo Almarado, perteneciente al dominio del Penibético, ha servido para poder calibrar y correlacionar todas las series comentadas anteriormente, pertenecientes a ambientes de plataforma, con ésta, que presenta una ubicación dentro de un dominio más distal y no influenciado por discontinuidades estratigráficas.

El estudio mineralógico y biostratigráfico de nanoflora calcárea y foraminíferos planctónicos de las muestras se ha realizado escogiendo, para ello, los sedimentos de naturaleza esencialmente margosa y margocaliza y, en menor medida, caliza. Para el estudio de los macroforaminíferos bentónicos se han estudiado, esencialmente los niveles calcáreos.

## **I.3. MÉTODOS.**

La metodología usada en el presente trabajo se puede agrupar en dos grandes apartados, uno referente al estudio estratigráfico-paleontológico y el otro al estudio mineralógico de las muestras.

### **I.3.1. TRABAJO DE GABINETE.**

Ha consistido principalmente en la actualización bibliográfica, realización de mapas, cortes y gráficos y, finalmente, la escritura de esta memoria.

Se ha realizado una amplia revisión bibliográfica para elegir los afloramientos donde apareciesen materiales de las formaciones del Terciario (Paleoceno-Burdigaliense), teniendo en cuenta, que contuvieran altas cantidades de sedimentos arcillosos en sus series y se ubicasen dentro del dominio paleogeográfico de nuestro interés:

- Alta Cadena (Blumethal, 1927, 1931, 1960; Vera, 1969; Magne *et al.*, 1969; Peyre, 1969 b, 1974; Delgado, 1970; Mathis, 1974; Serrano, 1975; Barba-Martín *et al.*, 1979; Olivier, 1984; Martín-Algarra, 1987; Martín-Martín *et al.*, 1994).
- Unidad de Zafarraya (Vera, 1969; Mathis, 1974; Peyre, 1974; Rivera, 1975; Elorza *et al.*, 1979).
- Unidades atribuidas al Complejo del Campo de Gibraltar: Complejo del Águila, elemento de Cabritos y elemento de La Hoya (Blumenthal, 1931; Peyre, 1959, 1960-62, 1974; Didon, 1969; Mathis 1974; Bourgois, 1978; Olivier 1984; Martín-Algarra, 1987 y Cano-Medina, 1991).
- Unidades atribuidas al Penibético: Serie de Tajo Almarado, (Peyre, 1974; Martín-Algarra y Martínez-Gallego, 1984; Martín-Algarra, 1987; Martín-Pérez, 1997).

Este apartado, de carácter crucial, se ha llevado a cabo mediante la lectura y estudio de diversas publicaciones, tanto geológico-regionales como doctrinales.

A la hora de organizar el registro sedimentario del Terciario de la Alta Cadena, se han separado unidades estratigráficas por medio del establecimiento de límites relacionados con eventos mayores de carácter al menos cuencial (discontinuidades mayores). Estas discontinuidades delimitan secuencias deposicionales (Mitchum *et al.*, 1977) que son a su vez unidades aloestratigráficas fundamentales (ISSC, 1994).

Para discutir los resultados obtenidos y confrontarlos con otros datos existentes, se ha prestado especial atención a la correlación estratigráfica y a la estratigrafía secuencial, aplicando e innovando en aquellas técnicas donde la mineralogía ofrece un mayor rendimiento.

Se ha realizado un importante esfuerzo en la relación y confrontación de los datos obtenidos, respecto a la actividad tectónica contemporánea y a los cambios relativos del nivel del mar, de modo particular a la escala del área estudiada dentro del marco de las Zonas Externas Béticas durante el Terciario.

### **I.3.2. TRABAJO DE CAMPO.**

Se ha procedido al levantamiento de las series estratigráficas estudiadas para el análisis secuencial y de facies, tanto en series turbidíticas como en sus equivalentes laterales de plataforma, para la Alta Cadena y series complementarias del Águila, Cabritos, La Hoya y Tajo Almarado. He estudiado un total de doce afloramientos, los cuales, representan los materiales terciarios de los dominios antes citados.

La delimitación de la edad se ha realizado mediante el estudio del registro fósil, que en algunos intervalos de las series ha sido escaso o nulo.

He muestreado en los niveles más arcillosos, así como de aquellos con alto contenido en materia orgánica. En las capas turbidíticas además, he muestreado niveles de lutitas asociadas genéticamente a ellas. El número de muestras para cada sección oscila entre 2 y 16 enfocadas al estudio de la mineralogía, litofacies y bioestratigrafía.

### **I.3.3. TRABAJO DE LABORATORIO.**

Como el apartado anterior, este estudio se ha dividido en dos grandes capítulos, uno enfocado a estudio mineralógico y el otro destinado al estudio bioestratigráfico.

#### **a) Estudio óptico.**

Se ha utilizado para la determinación de la edad de las muestras, tras la realización previa de levigados. Este análisis, consiste en el estudio mediante lupa binocular de luz transmitida, de microfósiles, foraminíferos planctónicos, al igual que de nannoplancton calcáreo. También se ha utilizado en el estudio petrográfico de algunas muestras.

#### **b) Estudio mineralógico mediante difracción de rayos X.**

Se ha utilizado para el análisis mineralógico la difracción de Rayos X. La técnica de polvo cristalino se ha usado para obtención de la fracción total y la de agregados orientados para la fracción arcilla.

La preparación de las muestras en laboratorio ha consistido en la obtención de la fracción total, molida con un tamaño de grano inferior a  $532\mu$  y la fracción arcilla ( $<2\mu$ ). Esta última, tras la previa eliminación de la materia orgánica y carbonatos mediante ataque básico y ácido respectivamente, y su posterior decantación siguiendo la ley de STOKES (Baharona y

Palumbo, 1981; Croudace y Robinson, 1983). Posteriormente, se ha preparado con la fracción arcilla de cada muestra los agregados orientados mediante la técnica de "smear-on-glass-slide", para utilizarlos posteriormente en las distintas determinaciones (normal, etilén-glicol, dimetil-sulfóxido y calentamiento a 550°C).

MODELO	PW-1710	
	Mineralogía Total	Mineralogía de Arcillas
Radiación	CuK $\alpha$	CuK $\alpha$
Filtro	Ni	Ni
KV	40	40
Sensibilidad	5*10 <sup>3</sup>	2*10 <sup>3</sup>
Constante de tiempo	0,2	0,5
Velocidad de exploración	6° minuto	1-6° minuto
Velocidad de papel	1 cm/ ° 2 $\theta$	1-4 cm/ ° 2 $\theta$
Rendija ventana	1°	1°
Rendija de contador	0,1°	0,1°
Zona explorada	2-60°	2-35°

Tabla 1. Condiciones instrumentales utilizadas durante el análisis mineralógico en el difractor Phillips, modelo PW-1710.

Mineral	Reflexión (Å)	Poder Reflectante	Referencia
Filosilicatos	4,45	0,10-0,15	Schultz (1964); Barahona (1974)
Cuarzo	3,34	1,50	Bradley y Grim (1961)
Opalo CT	4,15	0,57	López Galindo (1986)
Calcita	3,03	1,00	Schultz (1964)
Dolomita	2,90	1,00	Schultz (1964)
Feldespatos	3,2	1,00	Schultz (1964)
Clinoptilolita	9,0	1,00	López Galindo (1986)
Hematites	1,7	0,70	Schultz (1964)

Tabla 2. Reflexión principal y poderes reflectantes utilizados para la cuantificación de la mineralogía total.

El análisis mineralógico cualitativo se ha realizado en un difractor Phillips, modelo PW-1710, del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, cuyas condiciones instrumentales durante su operación han sido las que se muestran en la Tabla 1.

Este apartado, sobre las condiciones de análisis, puede completarse con la metodología propuesta en los trabajos de López Galindo (1986); Palomo (1987) y Martínez-Ruiz (1994).

El análisis mineralógico semicuantitativo de las distintas fases minerales se ha realizado siguiendo la expresión propuesta por Van der Marel (1966). Se han tenido en cuenta a la hora

de cuantificar la distinta mineralogía, los posibles errores de tipo instrumental, de preparación de las muestras, al igual que las condiciones geológicas que las han podido afectar, según las correcciones propuestas por Stokke y Carson (1973); Mellinger (1979); Starkey *et al.* (1984); López Galindo (1986) y Palomo (1987).

Para la estimación cuantitativa de los distintos minerales de la fracción total y de la fracción arcilla, se han utilizado los poderes reflectantes que se recogen en las Tablas 2 y 3 respectivamente.

Mineral	Reflexión (Å)	Poder Reflectante	Referencia
Esmectitas	17,0 (EG)	4,00	Barahona (1974); Biscaye (1965)
Illita	10,0	1,00	Schultz (1964); Biscaye (1965)
Paligorskita	10,6	0,67	Schultz (1964)
Caolinita	7,1	2,00	Biscaye (1965)
Clorita	7,1	2,00	Biscaye (1965)
Illita/Esmectita	1,0 (DMS)	2,50	López Galindo (1986)

Tabla 3. Reflexiones principales y poderes reflectantes utilizados para la cuantificación de la mineralogía de las arcillas.

### c) Medida de parámetros cristalográficos.

Algunos parámetros son igualmente útiles en la identificación y caracterización de un mineral determinado. Las medidas se han realizado sobre el cuarzo, las esmectitas y la illita, siendo los parámetros estudiados los siguientes:

#### 1. Relación de intensidades $I(100)/I(101)$ del cuarzo.

Esta técnica ha sido descrita por Eslinger *et al.* (1973), consiste en determinar la relación de intensidades entre las dos reflexiones más importantes del cuarzo, esto es, la (101) a 3,34Å y la (100) a 4,25Å. Dicha razón varía en función al origen del cuarzo, presentando los valores más elevados los de origen hidrotermal, volcánico y autígeno y los más bajos los detríticos pelágicos.

#### 2. Composición química de la illita. Relación $I_{5A}/I_{10A}$ .

La medida de la relación de intensidades entre las reflexiones (002) y (001) de la illita da información sobre el cociente  $Al_2O_3/FeO+MgO$ , mayor con el incremento de *Al* en la capa octaédrica de la illita y menor cuanto más *Mg* y *Fe* contenga (Esquevin, 1969).

### 3. Espaciado basal de las esmectitas. Reflexión (001).

El espaciado al cual aparece la primera reflexión de las esmectitas da una idea del grado de hidratación y de la naturaleza del catión interlaminar. Los espaciados mayores corresponden al Mg, Ca y K y los menores al Na (Brown y Brindley, 1980; MacEwan y Wilson, 1980).

#### I.3.4. INFORMACIÓN GEOLÓGICA OBTENIDA DE CADA MINERAL DEPENDIENDO DEL AMBIENTE DE DEPÓSITO Y DE LA DIAGÉNESIS.

Tras el previo reconocimiento de las series, su mineralogía parece evidenciar estar derivada prácticamente a partir de procesos de erosión de áreas fuentes circundantes. No obstante, se ha detectado en algunas muestras la presencia de minerales con claros indicios de neoformación.

La mineralogía nos ofrece la posibilidad de conocer los mecanismos por los cuales estos sedimentos fueron depositados en el ambiente marino: aparición de minerales de origen edáfico (*Condiciones climáticas*), incremento en el número de fases minerales (*Procesos tectónicos*), aparición de determinados minerales (*Naturaleza del área fuente*), distinto comportamiento hidrodinámico de cada mineral en el medio marino tras su erosión (*Variación relativa del nivel del mar*), etc.

En esta memoria no ha sido un objetivo el realizar un estudio genético de los minerales encontrados (quimismo, reacciones diagenéticas, batimetría, etc.), sino el reconocer sobre el terreno los materiales de edades anteriores que afloran en este dominio, para poder caracterizar con mayor precisión las posibles áreas fuentes y su evolución durante el Terciario.

##### **a) Sobre los minerales de arcilla.**

Es de hacer notar la alta complejidad composicional y genética que presentan los minerales de la arcilla. Su estudio ha suscitado un gran interés y desarrollo desde mediados de siglo (Brindley *et al.*, 1951; Grim, 1953; Brown *et al.*, 1961). La nomenclatura utilizada para las arcillas en este trabajo hace referencia sólo a su acepción composicional y no a la de tamaño de partícula ( $<2\mu$ ), por lo tanto los minerales de la arcilla se pueden definir como: aluminosilicatos hidratados que contienen cantidades apreciables de Mg, K, Ca, Na y Fe y a veces iones menos comunes. Todos se engloban en unos pocos grupos mayores de minerales, comprendidos por: esmectitas, illita, caolinita, clorita, fibrosos e interestratificados. Para su clasificación se han adoptado los nombres de grupos, subgrupos y minerales aprobados por el Comité de Nomenclatura de la AIPEA (Bailey, 1980a) y las características estructurales para

los mismos, propuestas por Bailey (1980b).

## b) Origen de los minerales de arcilla.

Los procesos generales que dan lugar a la aparición de minerales de la arcilla son: neoformación, transformación a partir de otros previos y herencia detrítica. En este apartado se describirán los posibles ambientes genéticos y las características principales que dan lugar a su aparición, dividiendo estos procesos en dos grandes grupos: ambientes continentales y marinos.

### 1. Medios Continentales:

- *Depósitos Edáficos*: El principal factor de creación de minerales de la arcilla es la meteorización química a partir de otros silicatos (anfíboles, feldespato potásico, etc.), mediante oxidación, hidratación y cambio iónico. El tipo y la cantidad de minerales depende del tipo de meteorización y pedogénesis que, a su vez, depende del clima, la actividad biológica, la topografía, la roca madre y el tiempo. La formación de minerales de la arcilla requiere condiciones químicas muy especiales (*Mg* para las esmectitas, *K* para la illita). El déficit de estos dos elementos, unido al exceso de *Al* y *Si* que suele haber en el suelo, suele provocar que la única fase que se forme sea la caolinita.
- *Depósitos Fluviales*: Están representados por minerales heredados y detríticos, claramente indicativos de las características petrológicas del área fuente.
- *Depósitos Lacustres*: Suelen presentar minerales heredados en su mayoría aunque, con una alta concentración iónica, se producen las condiciones apropiadas para la neoformación y/o transformación de minerales de la arcilla previos, siendo importantes los minerales fibrosos.
- *Depósitos Palustres*: Generalmente en este medio, la gran cantidad de materia orgánica provoca un ambiente ácido junto a un fuerte lavado, siendo los únicos minerales capaces de soportar estas condiciones ambientales la illita y la caolinita.

### 2. Medios Marinos

- *Zona de tránsito agua dulce-agua salada*: Se trata de medios con grandes variaciones de pH, por lo que se suelen producir modificaciones minerales importantes. Por ejemplo, las esmectitas se suelen alterar a illita y/o clorita, perdiendo en este caso parte de sus cationes interlaminares.

- *Medios Litorales:* Es común la entrada de *K* y *Mg* en las estructuras minerales muy deterioradas por el transporte sufrido. Este factor, no obstante, no suele ser el principal factor en la génesis mineral, por lo que sólo es considerado en casos excepcionales.
- *Sedimentos Marinos Profundos:* Estos depósitos suelen presentar porcentajes altos de arcilla, indicando la influencia de la distancia al área fuente durante el depósito, y constatándose que la neoformación es un factor clave en la aparición de ciertos minerales.

**c) Información que aportan los minerales de la arcilla acerca de los procesos ocurridos durante su depósito.**

Es de destacar la importancia que tiene la distancia entre el área fuente y el lugar de depósito de los sedimentos. De igual importancia es el grado de resistencia mecánica y química de los mismos, así como la existencia o no de rocas capaces de proporcionarlos en cantidades observables.

Los minerales más comunes en las series estudiadas se clasifican de la siguiente manera, de acuerdo con las hipótesis más aceptadas para su aparición.

**1. Esmectitas.**

Es el mineral que presenta el origen más diverso de los aquí descritos. Su aparición es común en suelos continentales (asociados a climas estacionales con periodos húmedos y secos), regiones tropicales pobremente drenadas, e incluso en áreas desérticas restringidas. Suele ser abundante en zonas de alteración de materiales volcánicos de carácter básico. Sus condiciones ideales de neoformación suelen ser medios ligeramente básicos, con suficiente cantidad de agua y ricos en cationes (*Si*, *Al*, *Fe* y *Mg*). Es más abundante en el hemisferio sur, debido a la menor influencia detrítica y mayor presencia de rocas basálticas submarinas (Robert, 1982 y 1987).

**2. Illita.**

Al igual que las esmectitas su génesis es muy diversa, siendo muy común en todo tipo de sedimentos, lo que presenta grandes dificultades para discernir sus fuentes específicas y mecanismos de transporte. Generalmente se trata de un mineral detrítico, aunque en algunas raras veces suele aparecer por neoformación y diagénesis. Su proporción es más alta en el hemisferio Norte que en el Sur (Biscaye, 1965).

### 3. *Caolinita*.

Se presenta asociada a suelos continentales con climas tropicales y meteorización química intensa, en los que existe una alta proporción de *Al*. Su aparición en sedimentos marinos indica una clara influencia detrítica a partir de áreas próximas al lugar de depósito (Gibbs, 1977 y Galán, 1986).

### 4. *Clorita*.

Se la asocia a sedimentos derivados de rocas metamórficas de bajo grado y suelos alcalinos situados en zonas frías. Es común en áreas polares y continentales áridas (arcillas rojas del Triásico), donde sólo actúa la meteorización física y en las que la alteración química es escasa, ya que este mineral se altera con facilidad (Millot, 1970). Otras apariciones en sedimentos marinos están ligadas a vulcanismo de carácter básico (Copeland *et al.*, 1971).

### 5. *Paligorskita*.

Su aparición suele estar muy condicionada por el clima, aunque otras veces lo hace por condiciones químicas muy determinadas. Suele ser común en zonas lacustres y palustres e incluso en medios marinos con una alta concentración iónica que condiciona altos valores de pH y salinidad de la cuenca, como las zonas de lagoon y marismas. Su aparición en medios marinos está relacionada a los siguientes mecanismos (Singer, 1979; Singer y Galán, 1984):

- *Neoformación*, se desarrolla en cuencas restringidas ricas en *Mg* y con un pH alcalino.
- *Diagénesis temprana*, a partir de precursores minerales con similar composición química, como es el caso, de montmorillonita magnésica degradada.
- *Alteración hidrotermal* de serpentinas o de materiales vulcanogénicos de carácter básico.
- *Desmantelación* de depósitos previos.

En cualquier caso se trata de un mineral raro en sedimentos formados en medios marinos abiertos.

### 6. *Interestratificados*.

La característica fundamental de este grupo de minerales es la capacidad de presentar distintos grados de ordenamiento interno "apilamiento" (Bailey, 1980b). La mayoría se deben a productos de alteración o estadios intermedios en la transformación de algunos minerales de la arcilla. Se asocian a procesos de desarrollo edáfico, los cuales al ser abortados, proporcionan estos minerales a las cuencas sedimentarias. Son indicativos, por tanto, del grado de desarrollo

edáfico de una zona y de su clima. Se encuentran con más abundancia y según el tipo, en sedimentos de carácter proximal.

**d) Utilidad de las arcillas en el estudio de los sedimentos. Implicaciones paleogeográficas.**

Dentro del estudio mineralógico de cuencas sedimentarias, las arcillas se ha utilizado clásicamente como marcadores de cambios climáticos y tectónicos globales asociados.

En este trabajo he intentado, en la medida de lo posible, avanzar y profundizar en el campo de la mineralogía de las arcillas. Para ello he aplicado al análisis de cuencas sedimentarias, mediante la estratigrafía secuencial, las técnicas mineralógicas que han estado a mi alcance. La relación de estos dos campos temáticos ha proporcionado un mejor entendimiento de las características sedimentarias del medio estudiado, en un ámbito que, hasta ahora, estaba falto de matices cuantificables. Por un lado se avanza en el conocimiento paleoclimático y tectónico de un dominio bastante desconocido durante el Terciario y, por otro se ha realizado por primera vez, un modelo paleogeográfico cuantitativo y predictivo que, además, proporciona datos acerca de la naturaleza del área fuente. Todas estas interpretaciones se han realizado sin olvidar las características estratigráficas y sedimentológicas del área de investigación.

Según Biscaye (1965), la mayoría de las arcillas depositadas en los océanos presentan un origen detrítico. Von Rad y Rösch (1972) opinan en cambio, que gran parte de las arcillas son producto de alteración de cenizas volcánicas ricas en Mg (esmectitas) y sólo illita, clorita y caolinita son abundantes en sedimentos terrígenos.

Para Chamley *et al.* (1980) y Chamley y Robert (1982) los sedimentos mesozoicos estarían influidos conjuntamente por el continente y el océano, originando una mezcla de sedimentos detríticos a partir de las zonas emergidas durante el rifting y de sedimentos derivados de la acrección oceánica. Esto daría lugar a una mineralogía distinta para ambos casos, patente sobre todo en el caso de las esmectitas. Singer y Galán (1984) y Galán (1986) abogan por un origen en el que la influencia del clima y morfologías del área fuente juegan un papel muy importante.

Autores como Brosse (1982) invocan una gran importancia a la neoformación durante la diagénesis como la causa de aparición de grandes cantidades de esmectitas.

Las distintas interpretaciones de los datos mineralógicos han mostrado clásicamente un carácter contrapuesto. Por un lado, la asociación mineral proveniente de rocas ricas en illita, cuarzo, feldespato potásico, etc, y de suelos ricos en caolinita, esmectitas e interestratificados

nos indican un rejuvenecimiento tectónico, debido al carácter poco homogéneo de la mineralogía. Por otra parte, las partículas transportadas en medios influenciados por climas fríos y secos suelen estar bien cristalizadas y con una alta relación de  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , con abundante illita, clorita y feldespatos, mientras que en climas cálidos y húmedos el tamaño y cristalinidad de las partículas es menor, y abundan la caolinita, las esmectitas y los interestratificados.

Los procesos volcánicos submarinos pueden llegar en determinados casos a desarrollar abundantes cantidades de minerales de la arcilla por neoformación (Isphording, 1973). A este efecto se ha descrito que la asociación mineral formada por paligorskita, ópalo CT y ceolitas del tipo phillipsita y/o analcima y/o clinoptilolita puede, en algunos casos, ser indicativa de influencia volcánica, como sucede durante el Cretácico (López-Galindo, 1986).

Importante puede llegar a ser el hecho de que áreas en su tiempo sumergidas (Cretácico y Jurásico), pudieran estar posteriormente emergidas y suministrar sedimentos a las cuencas terciarias marinas. El estudio de los factores genéticos acaecidos en el área fuente, nos habla claramente, de las características deposicionales de los sedimentos durante el Terciario. Por lo tanto, el estudio mineralógico de estos sedimentos puede contribuir a explicar su origen, su área fuente y condiciones de transporte.

En muchos casos las asociaciones minerales encontradas son el reflejo de la naturaleza composicional del área fuente. El estudio detallado de éstas, proporciona una visión mas amplia, dentro del campo de la estratigrafía secuencial, permite confeccionar modelos paleogeográficos muy valiosos. La diferenciación de las distintas secuencias deposicionales en las que se divide el registro sedimentario de una cuenca, sin duda, debe estar relacionado con los diferentes cortejos mineralógicos que llegan a ella (ver, entre otros, los trabajos de Barshad, 1966; Rateev *et al.*, 1969; Keller, 1970; Kantor y Schwertmann, 1974; Gibbs, 1976, 1977; Robert, 1982; Galán, 1986; Chamley, 1989; Deconick *et al.*, 1989; Daoudi *et al.*, 1995). La recopilación de datos referentes a las características composicionales de posibles áreas fuentes es básica. Existen numerosos estudios previos que tratan sobre las características mineralógicas del Mesozoico de las Cordilleras Béticas, que pueden servir como referencia para explicar la evolución de los mismos durante el Terciario (Millot, 1967 y 1970; López-Aguayo y Caballero, 1973; Puy, 1979; López-Galindo, 1986; Palomo, 1987; Rodríguez-Tovar, 1990 y 1993 y Martínez-Ruiz, 1994, entre otros).

Otro tipo de información, es la relativa a las condiciones climáticas reinantes durante el Terciario en este dominio, para lo cual he intentado aplicar los modelos climáticos propuestos en otros dominios geológicos por Millot, (1964, 1970, 1979); Singer, (1979, 1980); Singer y Galán, (1984); Velde, (1985); Galán (1986) y Chamley (1989).

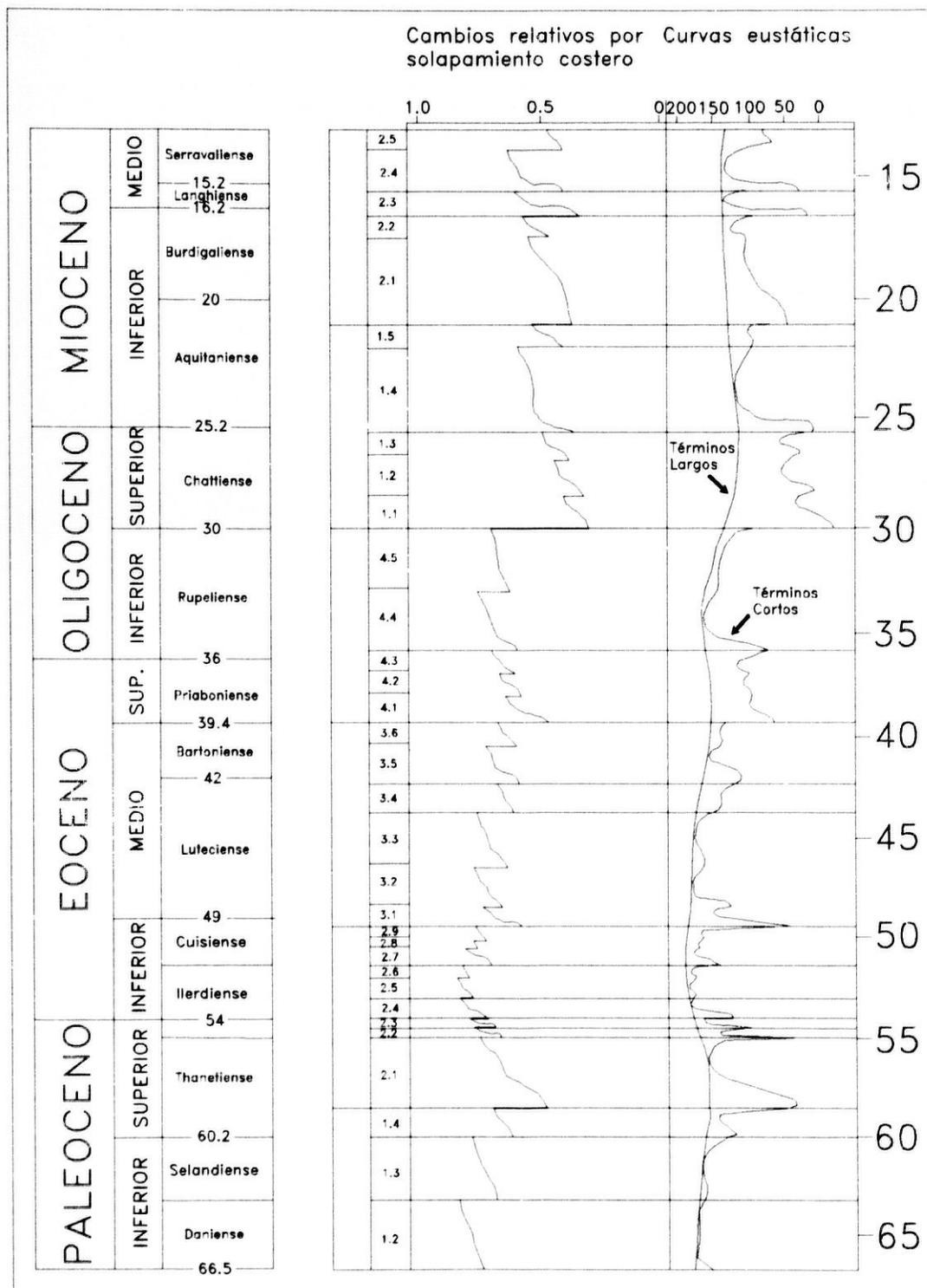


Figura 1. Curva eustática de Haq et al. (1988). Cambios relativos del mar por solapamiento costero y escala temporal para el Paleógeno y el Mioceno Inferior, tomada de Vera (1994).

De igual forma, el poder dilucidar las posibles variaciones relativas del nivel del mar durante el Terciario, en este sector de las Zonas Externas, es de gran importancia a la hora de poder

distinguir entre cambios eustáticos debidos a fenómenos glacieustáticos y/o tectónicos (ver Chamley, 1979, 1989; Robert, 1987; Accarie *et al.*, 1989; Weaver, 1989; Deconinck *et al.*, 1989, Deconinck, 1992; Chamley *et al.*, 1990; Daoudi, 1991; Thiry y Jacquin, 1993; Daoudi y Deconinck, 1994; Daoudi *et al.*, 1995).

Los procesos tectónicos, a menudo, son difíciles de observar sólo por cambios en la sedimentación, haciéndose necesario, casi obligatoriamente, un estudio regional. De esta forma, se puede discernir si las lagunas estratigráficas observadas son fruto de una variación del nivel del mar (subida o bajada del nivel del mar) o, si bien, se deben a procesos tectónicos que elevan o sumergen el terreno, provocando en cualquier caso, efectos similares en el registro sedimentario.

En otro sentido, se han estudiado las condiciones de transporte hidrodinámico de los minerales de la arcilla en medios marinos, base para determinar la distancia del depósito al área fuente (Gibbs, 1976, 1977; Chamley *et al.*, 1990; Daoudi, 1991; Thiry y Jacquin, 1993). Una de las interpretaciones más brillantes realizadas al efecto es la de Daoudi *et al.* (1995), los cuales proponen el uso de la relación esmectita+caolinita/illita para esta determinación en sedimentos pelágicos, por ser la menos influenciada por procesos tectónicos y características composicionales del área fuente. Además de la relación mineral propuesta por Daoudi *et al.* (1995), existen otras muchas realizadas con el mismo propósito (Deconinck *et al.*, 1989; Chamley, 1979; 1989; Chamley *et al.*, 1990; Daoudi, 1991; Thiry y Jacquin, 1993), aunque todas con el mismo fin: la obtención de curvas de variación relativa del nivel del mar.

En este trabajo utilizaré la relación propuesta por Daoudi *et al.* (1995), por ser la que mejor se adapta a las condiciones sedimentarias y mineralógicas existentes en la Alta Cadena. Las características de la misma son: por un lado, el comportamiento proximal de la caolinita, indicativa en cualquier caso de una sedimentación de escaso recorrido (carácter proximal y heredado a partir de condiciones climáticas específicas presentes), por otro lado las esmectitas que, de forma contraria a la caolinita, indican con una alta presencia, un depósito distal. La illita que, clásicamente se ha interpretado como heredada del área fuente, se asocia a procesos de desmantelación edáfica y/o erosión de sedimentos mesozoicos en esta zona. La illita que, aunque disminuye considerablemente su abundancia con relación a la distancia, sigue siendo común en sedimentos pelágicos, por lo que esta metodología sigue siendo válida en estos casos.

En este sentido, he confeccionado una curva de variación relativa del nivel del mar durante este periodo, para las series de la Alta Cadena y el Complejo del Águila. Esta curva obtenida a partir de relaciones mineralógicas simples (Daoudi *et al.*, 1995), la he correlacionado con la curva del mismo tipo, obtenida para una serie sin interrupción sedimentaria (Tajo Almarado). Ambas curvas, la obtenida para las distintas secuencias deposicionales observadas en la Alta Cadena y Complejo del Águila, y la obtenida para la serie de Tajo Almarado, las he correlacionado finalmente, con la

obtenida por Haq *et al.* (1987 y 1988: Figura 1). De esta forma he obtenido a partir del estudio mineralógico una división más exacta del número de secuencias deposicionales y "parasecuencias" asociadas, existentes en este dominio. Otro aspecto interesante, derivado del estudio puramente eustático, ha sido el reconocimiento mediante el estudio mineralógico de discontinuidades locales y la posterior elaboración de modelos paleogeográficos basados en la aplicación de la mineralogía de las arcillas al campo de la estratigrafía secuencial.

El estudio eustático ha consistido esencialmente en elaborar una curva de ámbito local para cada serie y posteriormente confeccionar una curva de variación del nivel del mar válida para cada secuencia deposicional, y de esta forma, completar todo el ciclo sedimentario que conforman las distintas secuencias deposicionales. Una vez confeccionada la curva, y comprobado en todo instante que, se ha obtenido una columna estratigráfica sintética de cada secuencia deposicional con el menor número posible de lagunas bioestratigráficas, se deben comparar con alguna curva de la variación del nivel del mar de ámbito general (mundial).

Se ha realizado estas curvas para todas las series estudiadas y se han agrupado en una curva sintética, respetando en todo caso las dataciones faunísticas. Se han correlacionado por tanto estas series desde el punto de vista eustático y desde el punto de vista estratigráfico y faunístico.

#### **I.4. BIOSTRATIGRAFÍA UTILIZADA.**

Uno de los objetivos principales de esta investigación ha sido la datación precisa, por medio de diferentes grupos fósiles (foraminíferos planctónicos, nannoplancton calcáreo y macroforaminíferos bentónicos), de las formaciones del Terciario.

Los terrenos pertenecientes al intervalo del Paleógeno (Figura 2), debido a su naturaleza calcárea con algunos niveles margosos reducidos, han sido datados por medio de foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo en estos niveles margosos. No obstante, en los intervalos en los que ha sido posible, se han efectuado también dataciones con macroforaminíferos bentónicos, siendo técnica habitual de observación, para éstos, las láminas delgadas.

Los terrenos del Mioceno Inferior (Figura 3) han sido datados por medio de foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo, dado que están formados principalmente por sedimentos margosos.

En los casos en los que no ha sido posible la datación directa, se ha procedido a la actualización de las dataciones precedentes por medio de las biozonaciones actuales.

Las escalas bioestratigráficas que he utilizado para la presente investigación son:

- Para los foraminíferos planctónicos he utilizado la zonación de Blow (1969) con las modificaciones locales propuestas por Martínez-Gallego (1977); Cremades Campos (1979); Molina (1979) y Serrano (1979).

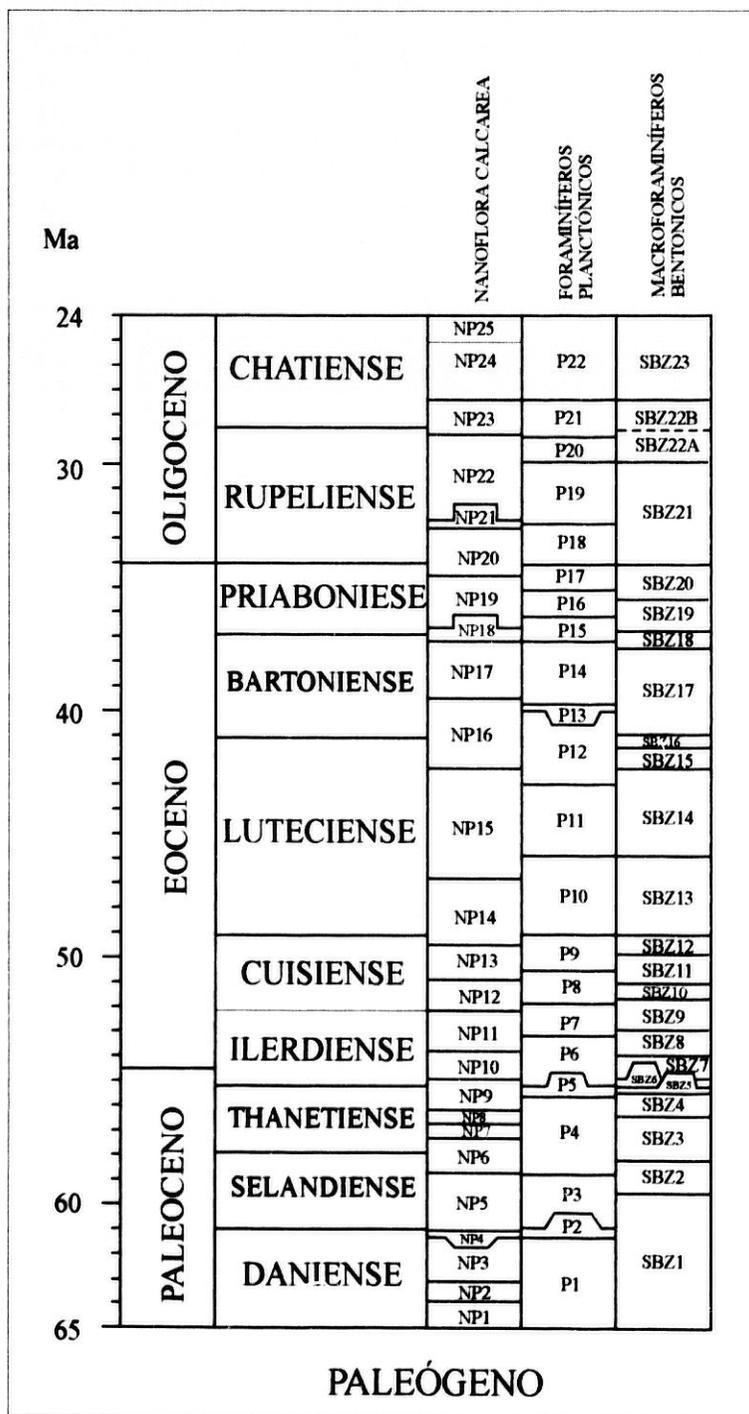
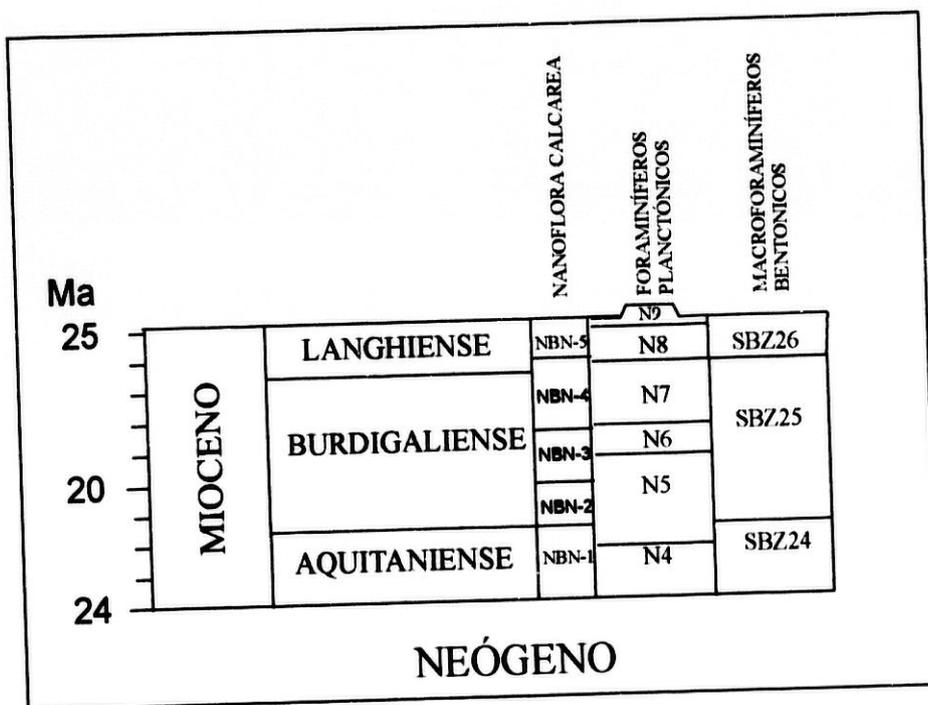


Figura 2. Cuadro de correlación entre las diferentes escalas bioestratigráficas utilizadas en la presente investigación para el Paleógeno.

- En el estudio de la nanoflora calcárea he utilizado la zonación de Martini (1971); Martini y Müller (1986) con las modificaciones locales efectuadas por El Mamoune *et al.* (1993) y El Mamoune (1996) para el Paleógeno, y las de Martín-Pérez *et al.* (1994a y 1994b) y Martín Pérez (1997) para el Mioceno.
- Para los macroforaminíferos bentónicos he utilizado la zonación recientemente propuesta por Serra-Kiel *et al.* (en prensa).



*Figura 3. Cuadro de correlación entre las diferentes escalas bioestratigráficas utilizadas en la presente investigación para el Neógeno.*

### **I.5. MARCO GEOLÓGICO.**

Antes de abordar directamente este estudio es necesario ofrecer al lector no habituado una idea del marco geológico de la Cordillera Bética, en general, y de la Alta Cadena y demás sectores estudiados, en particular.

## I.5.1. RASGOS GENERALES DE LA CORDILLERA BÉTICA.

Clásicamente la Cordillera Bética ha sido dividida en dos dominios tectono-paleogeográficos (Fallot, 1948; Fontboté, 1970; Julivert *et al.*, 1977), que muestran diferencias significativas durante su historia sedimentaria, en su evolución tectono-metamórfica y la edad en la que han sufrido la deformación alpina. Estos dominios son las Zonas Internas y las Zonas Externas. Ambas zonas, a su vez, se han dividido clásicamente en una serie de dominios menores (Figura 4).

Las Zonas Externas Béticas, objeto de este trabajo, comprenden principalmente sedimentos mesozoicos y terciarios que fueron depositados en el paleomargen continental Sud-Ibérico (Fallot, 1930; García-Hernández *et al.*, 1980). Las Zonas Externas han sido divididas en dos unidades tectono-paleogeográficas: el Prebético y el Subbético, división realizada en base a su posición tectónica relativa y diferente evolución y desarrollo de sus series jurásicas y cretácicas (Blumenthal, 1927; Fallot, 1948). Entre el Prebético y el Subbético, algunos autores (Paquet, 1969; Foulcault, 1971; Hermes, 1978; Ruiz-Ortiz, 1980) diferencian una unidad llamada "Unidad Intermedia", que muestra series con características intermedias de los dos dominios, diferenciados (García-Hernández *et al.*, 1980; Vera *et al.*, 1982).

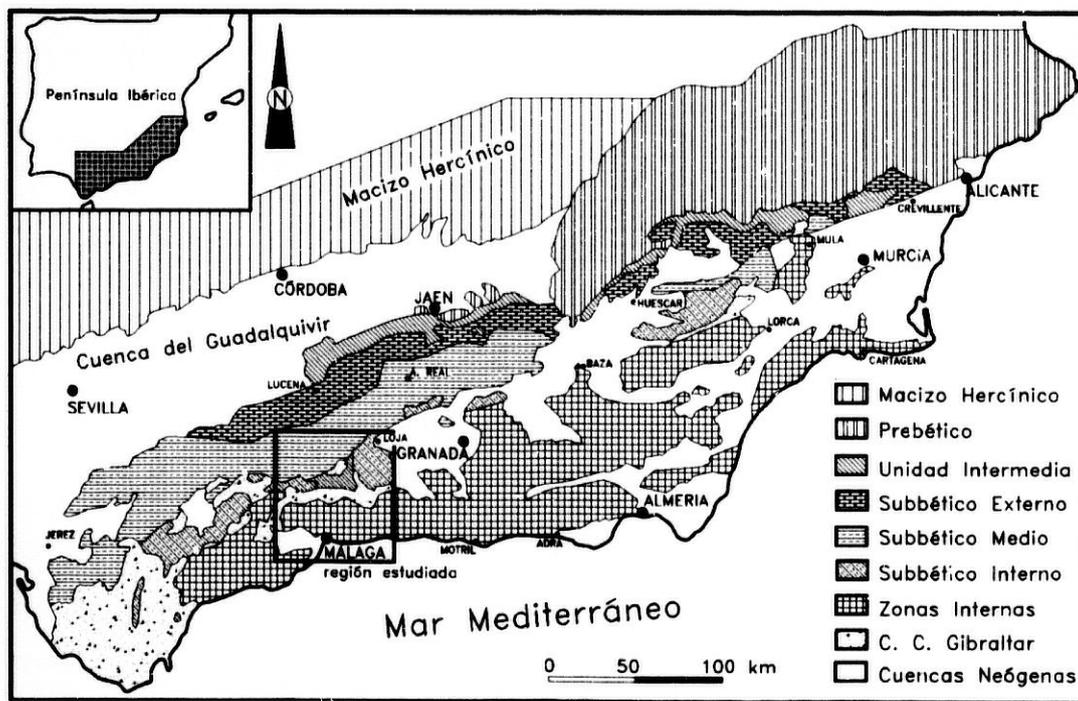


Figura 4. Mapa geológico general de la cordillera Bética. En el recuadro inferior se muestra la región estudiada.

La subdivisión actual del Subbético la debemos a García-Dueñas (1967), Vera (1969, 1981), Sanz de Galdeano (1973), Comas (1978), Hermes (1978) y García-Hernández *et al.* (1980) entre otros. Estos autores dividen el Subbético, de Norte a Sur, en Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno, siguiendo una alineación general de dirección WSW-ENE. La porción occidental del Subbético Interno ha sido denominada por varios autores como "Penibético" (Martín-Algarra, 1987), caracterizada durante el Cretácico y el Terciario (Martín-Algarra y Martínez-Gallego, 1984; Martín-Algarra, 1987; Martín-Pérez, 1997), por importantes depósitos de naturaleza pelágica. Estas subdivisiones están esencialmente basadas en las diferencias reconocidas en la evolución sedimentaria de las series mesozoicas post-Carixiense. Esta clasificación de las series está condicionada por la ruptura de la plataforma carbonatada del Liásico (García-Hernández *et al.*, 1980), la cual provocó el desarrollo de surcos y umbrales, que evolucionaron durante el resto del Jurásico y Cretácico.

Estos dominios que hasta el final del Cretácico se estructuraron en distensión, a partir de este momento lo hicieron en compresión. La edad final de la estructuración compresiva de estos dominios ha sido fuertemente discutida y diversas hipótesis han sido emitidas, pero una edad Burdigaliense medio (Gerrera *et al.*, 1993) para el Subbético y final del Mioceno Medio inicio del Mioceno Superior para el Prebético parece la más admitida, si bien, esta fase, que afecta al Prebético, también pudo afectar al Subbético (Martín-Algarra *et al.*, 1994).

## 1.5.2. CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA ESTUDIADA.

### a) Localización geográfica y geológica.

Los terrenos estudiados están situados en dos áreas geográficas bien diferenciadas, ambas al NW de la provincia de Málaga, recogidas en la Figura 5. Esta figura muestra la ampliación del recuadro del área estudiada mostrado en la Figura 4, pudiéndose observar dentro de ella las dos áreas estudiadas de forma diferenciada. Una de ellas se sitúa al SE de la localidad de Antequera (Figura 6) que corresponde con la "Alta Cadena" (Blumenthal, 1927), y la otra queda comprendida entre Antequera, al Norte, y el Valle de Abdalajís, al Sur (Figura 7).

Dentro de la región de la Alta Cadena, las localidades más importantes son: Villanueva del Rosario, Villanueva del Trabuco, Alfarnate y Alfarnatejo. La red hidrográfica está constituida por el Río Guadalhorce, Río Guadalmedina, Río Sabar y Río Guaro, junto con sus respectivos tributarios. Los relieves más importantes se sitúan principalmente en la alineación que constituye la Alta Cadena (Figura 6), aunque existen otros repartidos por distintos lugares entre los que destacan:

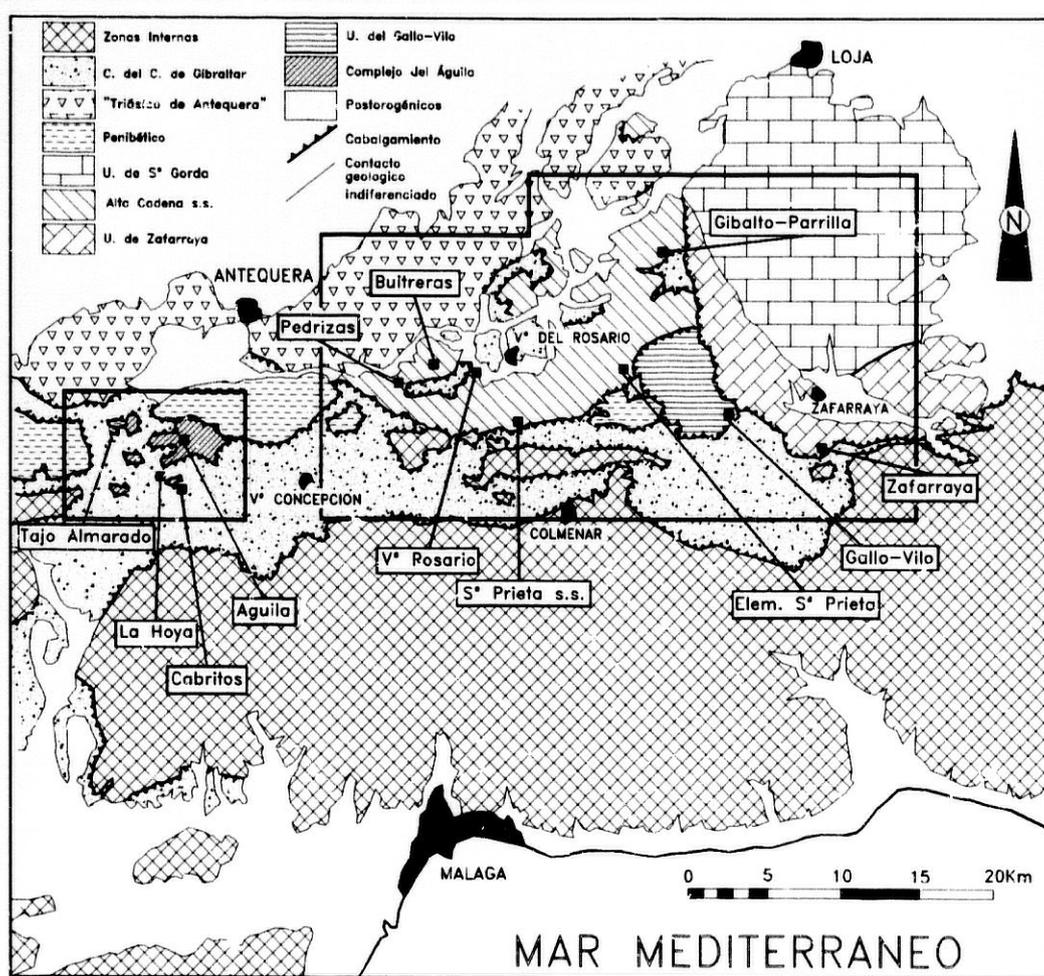


Figura 5. Mapa de localización geográfica y geológica del área estudiada, a partir de la división propuesta por Martín-Algarra (1987). Se han distinguido las dos áreas estudiadas de forma separada: la Alta Cadena al Este y la región de Valle de Abdalajis al Oeste.

- En la Alta Cadena, los altos de Chamizo (1637 m), Llano del Hondonero (1238 m), Cerro Pelado (1387 m), Cerro de la Cruz (1443 m), Morrón de Gragea (1295 m), Cabras (1284 m), Sierra Prieta (1267 m), Gibalto (1486 m), Forcales (1374 m) y Cerro del Tajo Tello (1408 m).
- Otros relieves son el Alto del Fraile (1222 m), Alto de Gomer (1129 m), Alto de Doña Ana (1188 m), Gallc (1361 m), Vilo (1416 m), Buitreras (1040 m), La Umbria (1353 m) y Cerro Quintero (964 m).

Todos estos indicadores geográficos se recogen en la Figura 6, a los que haré referencia a la hora de situar las observaciones geológicas.

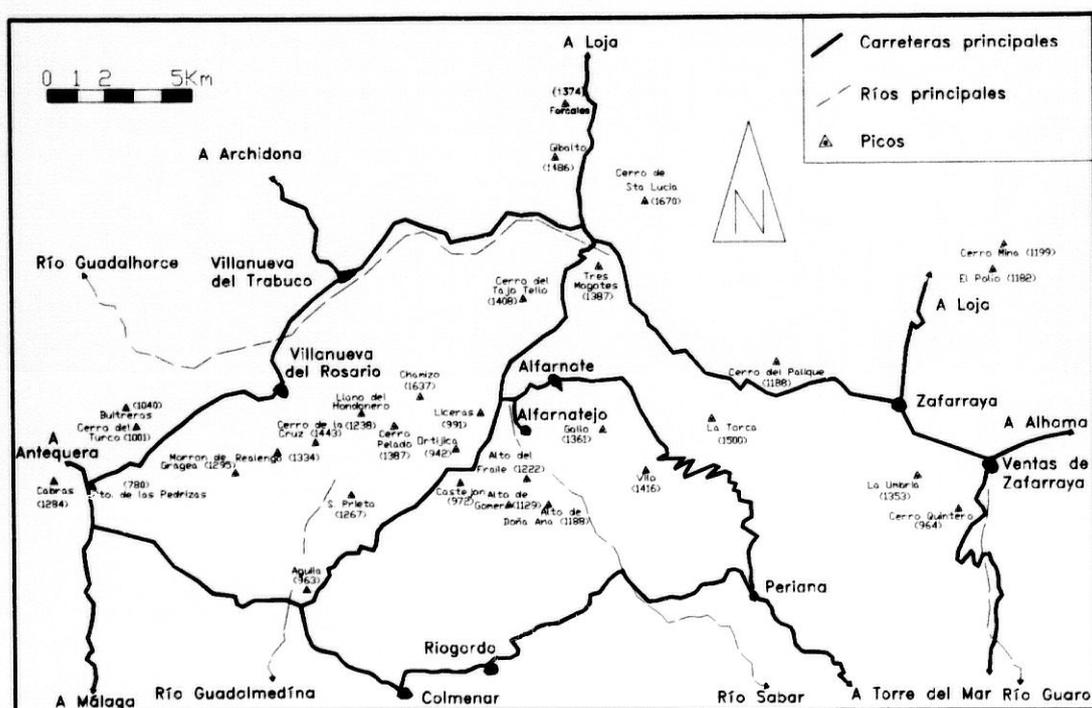


Figura 6. Mapa de localización geográfica de la región de la Alta Cadena.

Desde el punto de vista geológico, esta zona constituye una cadena montañosa formada por un complejo de escamas en una posición interna del Subbético (Martín-Algarra, 1937) que retrocabalgan al conjunto tectónico formado por el Penibético y por el Complejo del Campo de Gibraltar, y que se extiende unos 25 km en dirección E-W (Figura 8). Se sitúa entre la Boca del Asno, al Oeste, y Sierra Gorda de Loja, al Este, mediante un accidente vertical importante que se sitúa en el borde occidental de la Sierra Gorda de Loja y que Vera (1969) ya puso en evidencia. Queda encuadrada al Norte del "Flysch de Colmenar" mediante un contacto tectónico. Limita al Norte con el "Triásico" de Antequera, el cual cabalga de forma indiferenciada a distintas unidades de la Alta Cadena. Hacia el Oeste termina mediante contactos mecánicos verticales con las estribaciones de las series penibéticas del Torcal de Antequera (Figura 8).

La Alta Cadena además comprende una serie de depresiones interiores como las de Alfarnate, Venta de los Alazores, etc., que están formadas por materiales de naturaleza

flyschoides, los cuales se sitúan de forma claramente cabalgante sobre los distintos materiales subbéticos (Delgado y Sanz de Galdeano, 1981; Martín-Algarra, 1987).

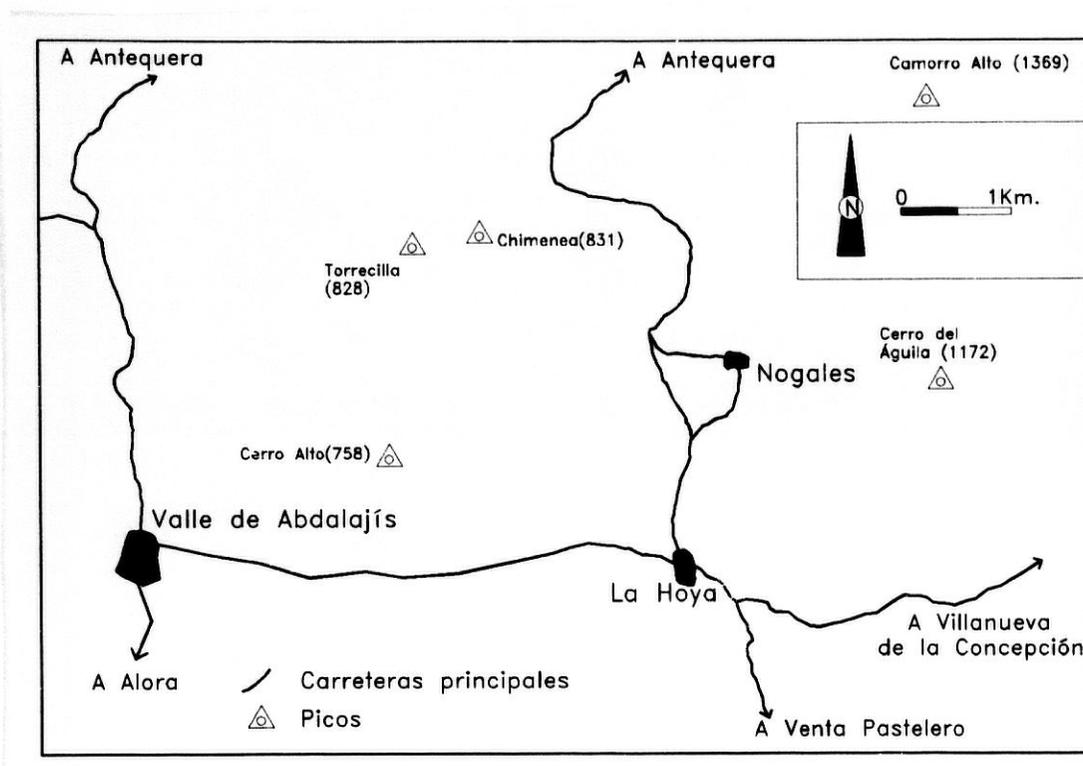


Figura 7. Mapa de localización geográfica de la región de Valle de Abdalajís.

La otra zona de estudio se sitúa al Este de Valle de Abdalajís (Figura 7), y en la que se ha descrito clásicamente la presencia de series terciarias Tipo Argüelles y Penibéticas.

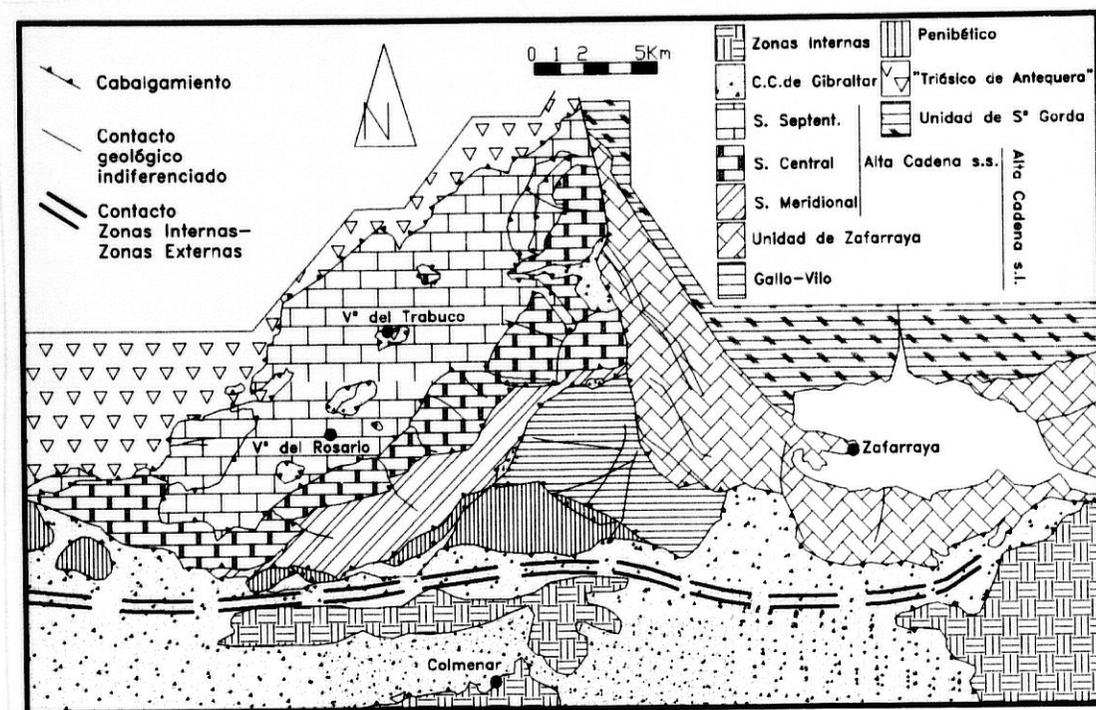
Las principales localidades son: Valle de Abdalajís, Nogales y La Hoya. La red hidrográfica está constituida por el Arroyo de los Alamos, del Espino y del Búho. Los relieves más importantes son:

- Cerro del Águila (1172 m), Chimenea (831 m), Torrecilla (828 m), Cerro Alto (758 m).

Estos indicadores geográficos se recogen en la Figura 7, a los que haré referencia, a la hora de situar las observaciones geológicas.

Desde el punto de vista geológico, esta zona se localiza próxima el contacto Zonas

Externas-Zonas Internas (Figura 5) y es denominada como el Complejo de los Flysch de Colmenar-Periana (Fallot, 1930, 1934; Peyre, 1959, 1969 b, 1974; Mathis, 1974; Barba-Martín *et al.*, 1979, Martín-Algarra, 1987).



*Figura 8. Descripción geológica de la región de la Alta Cadena, a partir de la división propuesta por Martín-Algarra (1987) con algunas modificaciones propias.*

Estos materiales se disponen en una serie de afloramientos dispersos, algunos de los cuales sólo representan pequeños bloques que ocupan la posición tectónica más alta de la región y que reposan y/o están incluidos en las arcillas variegadas (Martín-Algarra, 1987) del Complejo del Campo de Gibraltar.

Este sector queda limitado al Norte y al Oeste por los relieves pertenecientes a la serie penibética del Torcal de Antequera al Sur, y por el Complejo de Flyschs de Colmenar al Este.

Dentro de este conjunto de los Flysch, y situada al Oeste del Cerro del Águila, también he estudiado un afloramiento de Penibético, perteneciente a la serie de Tajo Almarado, (Peyre, 1974; Martín-Algarra y Martínez-Gallego, 1984; Martín-Algarra, 1987; Martín-Pérez, 1997).

**b) Antecedentes.**

La **Alta Cadena** (Figura 8) ha sido el objeto de numerosas descripciones anteriores, siendo la primera la de De Orueta (1877).

La "Misión de Andalucía" a comienzos del presente siglo estudia de forma más amplia esta región, mostrando una serie de yacimientos fosilíferos.

Von Klebelsberg (1927) presenta unas observaciones sobre ciertos puntos de la geología de la zona.

Blumenthal (1931) aporta una descripción y una cartografía precisa, además, de ser el primer autor en introducir en la literatura geológica el término **Alta Cadena**. Este término aunque no es oficial, presenta un significado geológico cómodo para designar a estos relieves designados inicialmente como "Haute Chaîne de la Dorsale".

Posteriormente, Vera (1969), en su estudio sobre la Sierra Gorda de Loja, incluye en él la parte oriental de esta zona (Zafarraya y Gallo-Vilo), realizando un minucioso estudio estratigráfico y descriptivo de sus series.

Peyre (1969a, 1969b y 1974) usa con un sentido análogo al de Blumenthal (1931) el término **Alta Cadena**. Este autor desarrolla y estudia con más detalle la **Alta Cadena** y realiza una descripción minuciosa de los distintos afloramientos, apoyándose en numerosos cortes geológicos, proporcionando una amplia y detallada descripción de facies y secuencias estratigráficas.

Posteriormente, en diversas publicaciones geológicas francesas, se ha vuelto a citar el término "Haute Chaîne" (Mathis, 1974; Olivier, 1984).

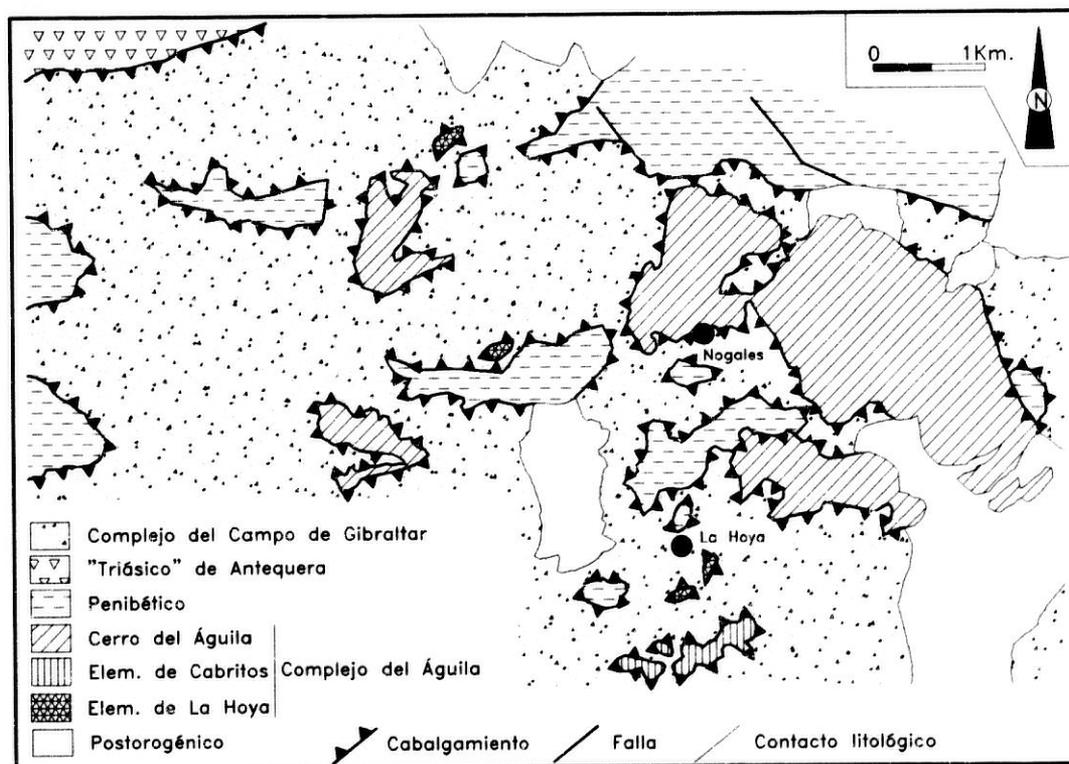
Geólogos españoles, de manera informal, también lo han nombrado en sus trabajos (Delgado, 1970; Rivera, 1975; Serrano, 1975; Barba Martín *et al.*, 1979; Delgado y Sanz de Galdeano, 1981; Martín-Algarra, 1987).

Martín-Algarra (1987), en su Tesis Doctoral, hace mención al término, describiéndolo como la **Región de la Alta Cadena**. Este autor vuelve a estudiar los materiales de la zona comprendidos desde el Triásico hasta el Mioceno, asignando una nomenclatura más clara y concisa de los sectores, en los cuales se divide esta alineación montañosa. Negó la concepción estructural de Peyre (1969b y 1974) para el área, así como, su nomenclatura. Propuso 3

sectores (septentrional, central y meridional), para la Alta Cadena. Propone sin reservas un origen ligado al margen interno del Subbético Medio, transición al Penibético. Además propone un modelo paleogeográfico, de esta región, encuadrado dentro del marco general de la evolución del contacto Zonas Internas-Zonas Externas Béticas.

Martín-Martín *et al.* (1994) realizan estudios mineralógicos sobre los materiales oligocenos y burdigalienses inferiores del Macizo del Gallo-Vilo, al Este de la Alta Cadena, desvelando una procedencia, para los mismos, asociada a la desmantelación de materiales mesozoicos y paleógenos del subbético.

Alcalá-García *et al.* (1997b y 1998) realizan nuevos estudios sobre los materiales terciarios. Proponen, en base al estudio estratigráfico y mineralógico, la división de los mismos en cuatro secuencias deposicionales englobadas dentro de un único ciclo sedimentario de carácter preorogénico.



*Figura 9. Descripción geológica de la región de Valle de Abdalajís, a partir de la división propuesta por Martín-Algarra (1987).*

Dentro del sector de Valle de Abdalajís (Figura 9) se han estudiado materiales terciarios asignados a las Unidades Tipo Argüelles, los cuales han presentado históricamente,

un gran problema a la hora de su asignación paleogeográfica.

Las Unidades tipo Argüelles fueron definidas para sus equivalentes en el Rincón de Estepona por Didon (1969), como materiales comprendidos entre el Senonense superior y el Mioceno Inferior y compuestos por materiales margoareniscos, conglomeráticos y calcareníticos. Para él, estas unidades reposaban directamente sobre el Numidoide y el Complejo de Aptychus de la unidad de Camarote, ocupando la posición más elevada del edificio estructural.

Durand-Delga (1972); Didon *et al.* (1973) y Olivier (1984) definieron a estas unidades junto a otras, como pertenecientes a sus "Unidades Predorsalienses", debido principalmente a su similitud con series del Rif.

Peyre (1959 y 1974) en su estudio, de estos afloramientos, en la zona Este de Málaga, incluye a estos afloramientos como elementos alóctonos sobre las arcillas variegadas del Complejo del Campo de Gibraltar. Además, considera al Complejo del Águila, formado por tres elementos tectónicos superpuestos de arriba a abajo (Cjo. de Cabritos, La Hoya y Nogales).

Didon (1977) consideró a estas unidades junto a las de Camarote y Escama del Cerro de la Novia como "klippes sedimentarios" dentro del Flysch de Estepona denominando al conjunto "Conjunto tectonosedimentario predorsaliense"

Bourgois (1978) describe otros afloramientos, de las mismas características que estos, al Sur de Alozaina, agrupándolos al igual que los autores previos dentro de éste mismo complejo tectonosedimentario.

Martín-Algarra, (1987) advierte sobre los problemas paleogeográficos de estas unidades, llegando a incluir al Complejo del Águila y todos sus elementos, dentro de las Unidades Tipo Argüelles. Este autor, aunque comparte algunas teorías con los autores anteriores en cuanto a su posición, desvela graves errores de apreciación, sobre todo en lo referido a su delimitación. Por una parte desmiente la estructura propuesta por Peyre, (1974), aunque acepta los nombres propuestos por simplificar la terminología geológica. Este autor, en cambio, deja sentadas las bases para pensar que el origen de estos conjuntos tal vez no estuviesen ligados al Surco de los Flyschs Béticos sino más bien a alguna unidad dentro de las Zonas Internas Béticas (Rondaides). Estos elementos debieron, en su opinión, estar próximos al frente de las Zonas Internas y posteriormente haber sido incorporados por la tectónica alpina al Complejo del Campo de Gibraltar.

El-Hatimi (1991) defiende, para algunas de las series mesozoicas y terciarias del Rif africano con similares características estratigráficas a las que presentan las unidades tipo Argüelles, clásicamente ligadas por los autores franceses a la Zona Predorsaliense, la posibilidad de que estuvieran ligadas a los sectores más internos de las Zonas Externas Rifeñas.

Alcalá-García *et al.* (1997a) en base al estudio de la mineralogía de su serie, proponen para la Unidad de Argüelles s.s. un origen ligado a las Zonas Externas Béticas, inclinándose por un posible origen Subbético de estas unidades y por tanto obviando el posible origen predorsaliense o ligado a las Zonas Internas Béticas que clásicamente se le había atribuido.

### c) Introducción a la geología de la Alta Cadena y sectores adyacentes.

En la **Alta Cadena** se han reconocido clásicamente una serie de conjuntos y unidades estructurales definidas con anterioridad por (Vera, 1969; Peyre, 1974; Delgado y Sanz de Galdeano, 1981; Mathis, 1974). En éste trabajo voy a seguir la división propuesta por Martín-Algarra (1987). No obstante, voy a incluir algunas modificaciones en lo referente a la asignación de las unidades a distintos dominios. Esta es la siguiente:

#### • Alta Cadena s. l.

##### a) Alta Cadena s. s.

1. **Conjunto Septentrional:** definido con anterioridad por Peyre (1974) como *Conjunto de S<sup>a</sup> Prieta Norte*, presenta una secuencia jurásica continua y predominantemente margosa y comprende los sectores de Buitreras, Villanueva del Rosario, Villanueva del Trabuco y escamas inferiores de Gibalto.
2. **Conjunto Central:** definido con anterioridad por Peyre (1974) como *Conjunto de las Cabras*, presenta una serie tipo postliásica calcárea, de carácter nodulosa y brechoide en el Malm, que incluye los sectores de las Cabras, La Manga-Tres Mogotes, escamas superiores de Gibalto y todo el arco cóncavo que conforma la espina dorsal de la Alta Cadena (Realengo, Rodadero, Camarolos, S<sup>a</sup> del Jobo, Chamizo, etc.).
3. **Conjunto Meridional.** Peyre (1974) lo definió como *Conjunto de S<sup>a</sup> Prieta Sur* y presenta una serie postliásica calcárea a la base y margosa en la parte superior y, comprendiendo los sectores de Sierra Prieta s.s. y su prolongación al Este.

**b) Unidad del Gallo-Vilo:** se trata de una unidad situada al SE de la Alta Cadena, la cual recibe el nombre por las dos principales picos que configuran dicha sierra. Su orientación discrepa del resto de la orientación de las Unidades y Conjuntos de la Alta Cadena, presentando ésta, una orientación NW-SE (Magné *et al.*, 1969; Vera, 1969; Peyre, 1974; Martín-Algarra 1987; Martín-Martín *et al.*, 1994). Martín-Algarra (1987) lo incluyó en el sector meridional de la Alta Cadena, por su similitud estratigráfica con los términos allí presentes, pero en este trabajo, se va a individualizar esta unidad, debido a sus diferencias estratigráficas durante el Terciario.

**c) Unidad de Zafarraya:** se sitúa en el extremo oriental de la Alta Cadena, quedando reducida su exposición en muchos lugares, al borde Sur de la Sierra de Gorda de Loja (Vera, 1969; Mathis, 1974; Rivera, 1975).

Todos estos términos de la Alta Cadena pertenecen estructuralmente al Subbético Interno, aunque sus series, en algunos casos, sean de tipo Subbético Medio. Otros conjuntos y unidades afloran en esta región, tanto de Zonas Externas y Zonas Internas, como pertenecientes a los Flysch del Complejo del Campo de Gibraltar. Entre ellos podemos citar:

- **Unidades del Penibético.**

**a) Unidad de Ronda-Torcal:** definida con este nombre por Chauve *et al.* (1968), término retomado posteriormente por Peyre (1974). Se tratan de terrenos con series típicas del Penibético (Martín-Algarra, 1987), situada al Sur del Gallo-Vilo y del sector meridional.

**b) Unidad de la Venta de los Donajos:** definida como la anterior por Peyre (1974), se trata de una secuencia que comprende términos cretácicos y terciarios perteneciente como la anterior a series de tipo Penibético, y que Martín-Algarra (1987) supuso probable su pertenencia a zonas distales del sector meridional.

- **Unidades del Complejo del Campo de Gibraltar.**

**a) Complejo de Colmenar-Periana:** que está constituido por materiales flyschoides de edad terciaria (Mathis, 1974; Peyre, 1974), extruidos durante la estructuración de las Zonas Internas y las Zonas Externas (Martín-Algarra, 1987).

**b) Unidad de la Venta de los Alazores:** se sitúa ocupando las posiciones centrales de la Alta Cadena, siguiendo más o menos la orientación general de los sectores antes

mencionados. Su naturaleza es de tipo flyschoides y en ella se han descrito series típicas de las Unidades del Campo de Gibraltar (Peyre, 1974).

c) **Unidad de Ballesteros:** situada al Sur de la Unidad de la Venta de los Donajos, presenta términos de edad cretácica y terciaria. Estos últimos pertenecientes a los Flysch del Complejo Colmenar-Periana (Peyre, 1974).

d) **Unidad de Saucedo:** situada sobre el sector septentrional mediante contacto cabalgante, corresponde a materiales terciarios (Peyre, 1974).

- **Las Zonas Internas** quedan representadas al Sur de esta región por los afloramientos de la Fm. de la Viñuela compuestos por brechas y areniscas, que aparecen discordantes sobre un conjunto formado por grauvacas y pizarras de edad Paleozoico y permotriásico del Complejo Maláguide (Boulin, 1970; Boulin *et al.*, 1973; Mathis, 1974; Barba Martín *et al.*, 1979; Galán *et al.*, 1984; Martín-Algarra, 1987; Martín-Pérez, 1997).

El análisis de estas estructuras mayores y menores se ha realizado teniendo en cuenta las descripciones cartográficas propuestas por Peyre (1974) y posteriores correcciones terminológicas propuestas por Delgado y Sanz de Galdeano (1981); Olivier (1984); Martín-Algarra (1987) y Sanz de Galdeano (1996).

Las series terciarias estudiadas corresponden únicamente a las Subbéticas propias de la Alta Cadena, situándose los sectores de estudio en los conjuntos de la Sierra de las Cabras y de Sierra Prieta y unidades del Gallo-Vilo y de Zafarraya.

Las otras series estudiadas pertenecen al **Complejo del Águila** y sus respectivos 3 elementos, y la serie terciaria de **Tajo Almarado** perteneciente al Penibético.

#### **d) El Terciario de la Alta Cadena y sectores adyacentes.**

El estudio del Terciario de la Alta Cadena se ha realizado manteniendo dentro de lo posible la terminología, en cuanto a estructuras mayores y menores, propuesta por Peyre, (1974) y posteriormente mantenida por Martín-Algarra (1987).

El Terciario, según Peyre (1974), comenzaría con la aparición de las calizas de *Microcodium*. El depósito continuaría con la aparición de calizas organógenas y conglomerados de carácter transgresivo del Ypresiense. Los depósitos Lutecienses, según este autor, se depositan de forma discordante mediante una laguna erosiva sobre los Ypresienses. Incluye en su estudio la aparición de conglomerados y margas de edad Oligoceno, para

concluir con depósitos que, para él, presentan una edad Aquitaniense compuestos por margas y silixitas. Este autor no considera en su estudio las posibles implicaciones paleogeográficas ni tampoco deja entrever claramente su pertenencia a las series subbéticas.

Martín-Algarra (1987) describe los mismos materiales y los relaciona, en cambio, desde un punto de vista paleogeográfico, en una posición más acertada dentro del dominio del Subbético Interno. Este autor presenta conclusiones paleogeográficas, proponiendo un modelo sedimentario ligado a una plataforma en el margen interno de las Zonas Externas.

Posterioros trabajos han desvelado algunas modificaciones, respecto a los anteriores autores, sobre todo referentes al origen de los tramos superiores de edad Oligoceno y Burdigaliense inferior (Martín-Martín *et al.*, 1994). Asignándoles un origen ligado en todo momento a las Zonas Externas, aspecto que para los autores franceses previos no estaba del todo claro, debido principalmente a las similitudes que estos materiales presentaban con series del Complejo del Campo de Gibraltar.

Para Alcalá-García *et al.* (1997a y b) y Alcalá-García *et al.* (1998), mediante el estudio de las características mineralógicas de este dominio y su comparación con los pertenecientes a dominios próximos, asignan sin reservas su pertenencia a las Zonas Externas, proponiendo además un modelo sedimentario, paleoclimático y paleogeográfico, en el que se relacionan todas las series de este mismo dominio paleogeográfico, como ya propusiera Martín-Algarra (1987), aunque con reservas.

## 1.6. SÍNTESIS PRELIMINAR

a) Desde el punto de vista tectónico, el Terciario estudiado se caracteriza por:

1. Presentar un modelo tectónico caracterizado por una sucesión de escamas apiladas y vergentes en su mayoría al Sur.
2. Permitir reconstruir los procesos tectónicos acaecidos durante el Terciario en el margen más interno de las Zonas Externas Béticas y por tanto poder hacer una reconstrucción palinspástica adecuada de las unidades que conformaban este margen antes de la colisión de las Zonas Internas con las Zonas Externas.
3. Las unidades tipo Argüelles se caracterizan por situarse dentro del dominio de los Flysch en su posición estructural más alta, y generalmente con series invertidas.

**b) Desde el punto de vista estratigráfico, el Terciario de la Alta Cadena y de las Unidades tipo Argüelles se organiza en los siguientes conjuntos estratigráficos mayores:**

1. Un *Paleoceno* marino variable en su profundidad y fauna planctónica, cuyas facies están dominadas por la presencia de calizas de *Microcodium*, margas y pequeños niveles de conglomerados y calcarenitas.

2. Un *Eoceno Inferior-Medio* marino preferentemente somero con abundante fauna bentónica y planctónica, compuesto principalmente por margas y calizas organógenas, calcarenitas, brechas y conglomerados.

3. Un *Oligoceno Superior-Aquitaniense inferior* marino de plataforma interna a externa, rico en fauna planctónica y bentónica, y formado casi en exclusividad por conglomerados, brechas, calcarenitas y margas para la Alta Cadena. En el caso de las Unidades tipo Argüelles este tramo inicialmente es similar pero en el Oligoceno terminal y Aquitaniense presenta facies turbidíticas calcareomargosas y calcareníticas.

4. Un *Burdigaliense inferior* compuesto por margas, silixitas y presencias esporádicas de tuffitas, con abundantes restos de fauna silícea y nanoplancton calcáreo.

Los terrenos estudiados ya fueron divididos por el reconocimiento de discontinuidades y tras su previa datación, en cuatro secuencias deposicionales de edad Paleoceno, Eoceno Inferior-Medio *s.l.*, Oligoceno Superior-Aquitaniense inferior y Burdigaliense inferior, respectivamente, Alcalá-García *et al.* (1997b). En este trabajo, y tras el análisis secuencial y mineralógico, he creído conveniente elevar al rango de "Megasecuencias deposicionales" las tres primeras secuencias antes citadas. A su vez la "Megasecuencia Depositional" del Paleoceno se ha dividido en dos secuencias deposicionales: Secuencia Depositional del Paleoceno Inferior (SDPI) y Secuencia Depositional del Paleoceno Superior (SDPS) y esta última en dos parasecuencias (P1 y P2). La "Megasecuencia Depositional" del Eoceno Inferior-Medio *s.l.* se ha dividido en otras dos Secuencias Depositionales, la Secuencia Depositional del Eoceno Inferior *s.l.* (SDEI), que a su vez se divide en dos parasecuencias (P3 y P4), y la Secuencia Depositional del Eoceno Medio *s.l.* (SDEM). La "Megasecuencia Depositional" del Oligo-Aquitaniense se ha dividido en dos Secuencias Depositionales, la Secuencia Depositional del Oligoceno Superior (SDOS), en la que se han diferenciado tres parasecuencias (P5, P6 y P7), y la Secuencia Depositional del Aquitaniense Inferior. Por último el Burdigaliense inferior, constituye una única secuencia deposicional. Todas ellas, "megasecuencias" y secuencias deposicionales, conforman un único ciclo sedimentario de naturaleza preorogénica

## **I.7. PLANTEAMIENTO DE LA EXPOSICION.**

Tras el capítulo de Introducción, donde se trata aspectos preliminares y generalidades, se iniciará un gran bloque dedicado a la descripción estratigráfica y mineralógica de los sectores estudiados, al igual que su emplazamiento geográfico y geológico. Posteriormente se definirán las Secuencias Depositionales en el apartado de estratigrafía. En este apartado se presentarán los datos bioestratigráficos, mineralógicos, la descripción de las facies y la interpretación sedimentaria de cada una. Tras realizar una reconstrucción palinspástica basada, en parte, en datos aportados por trabajos precedentes (Peyre, 1974; Delgado y Sanz de Galdeano, 1981; Olivier, 1984; Martín-Algarra, 1987 y Sanz de Gaideano, 1996), se realizará finalmente una modelización paleogeográfica del borde central interno del paleomargen Sud-Ibérico durante el Terciario para terminar con la enumeración de las conclusiones principales de este estudio.

## **I.8. AGRADECIMIENTOS.**

Quiero aprovechar esta oportunidad para expresar mi gratitud a las personas que han colaborado, por activa o por pasiva, en la realización de la presente investigación.

En primer lugar, veo obligado agradecer todo el trabajo realizado conmigo por el **Dr. D. Manuel Martín Martín** y el **Dr. D. Alberto López Galindo**. El apoyo de ambos ha llegado mucho más lejos de lo puramente académico. De ellos sólo he recibido apoyo y comprensión, tanto académica como personal, especialmente en momentos difíciles. Al comienzo de esta andadura, sus pacientes explicaciones sobre los entresijos científicos, posteriormente con sus consejos y discusiones, siempre acertadas y maestras, pudimos llegar a buen puerto. Quiero agradecerles las distintas correcciones y redacción de esta memoria, el poder ponerme en contacto con las personas que me ayudaron en la realización de esta Tesina y que colaboraron desinteresadamente en ella. Ambos me incitaron y orientaron, acerca del manejo de programas de ordenador, necesarios para la realización de esta memoria, al igual que al mejor aprovechamiento de las técnicas de laboratorio puestas a mi alcance. A ellos les agradezco que el resultado final sea el mejor posible, acorde a mis posibilidades, sabiendo suplir en todo instante mis lagunas de conocimiento.

Agradezco, de manera especial, al **Dr. D. Juan Antonio Vera Torres** por haber soportado, en la manera de lo posible, con los proyectos de la D.G.I.C.Y.T. PB93-1150 y PB96-1430 y con el Grupo de la Junta de Andalucía RNM-208.

De nuevo agradezco a mi director **Dr. D. Alberto López Galindo** la ayuda prestada a

la hora de soportar los gastos del laboratorio de arcillas derivados de esta investigación.

Al **Dr. D. Jorge Martínez Gallego** su disposición en todo instante al estudio y la aportación de datos de las muestras de foraminíferos planctónicos del Paleógeno y Cretácico que han surgido en este trabajo.

A la **Dra. D<sup>a</sup>. Bouchra El Mamoune** por el interés en el estudio del nanoplancton calcáreo de las muestras de esta investigación.

Al **Dr. D. Josep Serra Kiel** por el estudio de los macroforaminíferos bentónicos en lámina delgada de la presente investigación.

Agradecer por anticipado a los miembros del tribunal **Dr. D. Juan Antonio Vera Torres, Dra. D<sup>a</sup>. Purificación Fenoll Hach-Alí y Dr. D. Agustín Martín Algarra** por la lectura y correcciones que puedan proceder en este trabajo.

Al **Dr. D. Jacques Rey** por sus explicaciones a cerca de los aspectos teóricos de la estratigrafía secuencial, muy valiosos a la hora de confeccionar este trabajo.

Al **Dr. D. Carlos Sanz de Galdeano** por su revisión y puesta en común de ideas a la hora de abordar los problemas tectónicos y estructurales de este trabajo.

Al **Dr. D. Antonio Sánchez Navas** por su apoyo constante y prestación a la hora de cualquier consulta, echándome una mano siempre que lo requiera.

A los técnicos de laboratorio (**Alberto Montes** del Dpto. de Estratigrafía y Paleontología y **Pascual Sánchez** del Dpto. de Mineralogía y Petrología), ya que sin su cooperación este trabajo, sin duda, hubiera sido terminado con algo más de retraso.

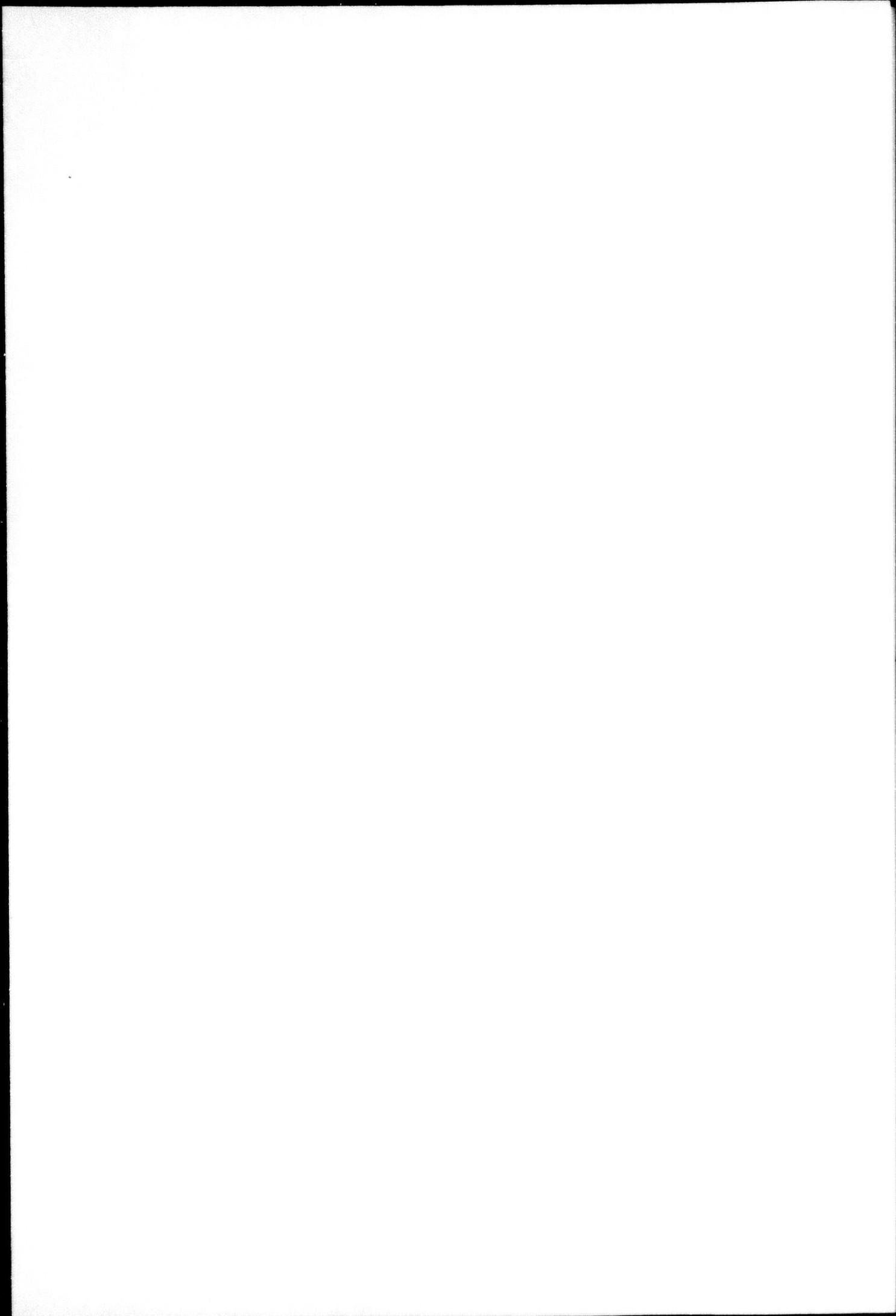
Quiero agradecer a mis compañeros **José Enrique Tent Manclús, José Manuel Soto, Aziza Ben Aboud, Juan José Martínez, Iván Martín Rojas, África Yebra y Jesús Yesares** su amistad y ayuda en todo instante.

A **Encarni Ruiz y Estér Viseras** por el tiempo que la dedicación a mi Tesina haya dificultado una plena dedicación familiar de sus esposos, al igual que a la pequeña **María**. A ellas les doy gracias y les pido disculpas.

A mis padres y hermanos, que me han apoyado en lo moral y en lo físico, al igual que en lo económico. Sin su apoyo esto no hubiese sido posible. A ellos dedico esta memoria.

Queden agradecidas en esta frase todas las personas que me hayan prestado su ayuda y no estén recogidas en estas líneas. A todos ellos gracias.

**Parte Segunda:**  
**DESCRIPCIÓN DE LOS SECTORES**



## **II. RASGOS LITOESTRATIGRÁFICOS Y MINERALÓGICOS GENERALES DE LOS SECTORES ESTUDIADOS.**

Tomando como antecedentes los datos obtenidos en las Tesis Doctorales de Vera (1969), Didon (1969), Peyre (1974), Mathis (1974), Olivier (1984) y Martín-Algarra (1987), he realizado una serie de cortes estratigráficos, a fin de poder reconocer y muestrear en esta zona un conjunto de series estratigráficas que incluyen términos del Terciario.

La nomenclatura de las series y cortes estratigráficos propuestos han sido adoptados a partir de los datos extraídos de las Tesis Doctorales de Peyre (1974) y Martín-Algarra (1987). No obstante, su complicada y a veces, confusa división y nomenclatura, ha hecho que se les tenga que volver a definir en algunos casos y, en otros, obviar el nombre y emplazamiento asignado.

Todos los datos acerca de las características mineralógicas de las series estudiadas se recogen en los Anexos I y II. De igual forma, pueden observarse en el Anexo III las relaciones minerales y los datos cristalográficos obtenidos para dichas series.

### **II.1. SECTORES DE LA ALTA CADENA.**

El estudio del Ciclo Sedimentario del Terciario de la Alta Cadena se ha realizado en los conjuntos septentrional, central y meridional (Martín-Algarra 1987), utilizando para esta descripción la cartográfica propuesta por este mismo autor (Figura 6). Existen pocos lugares donde, tanto la continuidad de las series como la calidad de los cortes estratigráficos, hayan permitido su muestreo y su posterior estudio y análisis. Entre ellos cabe destacar para cada conjunto los siguientes:

#### **II.1.1. CONJUNTO SEPTENTRIONAL.**

##### **a) Sector de Buitreras.**

Se accede por una pista semi-asfaltada que parte del kilómetro 22.5 de la antigua carretera nacional 321, en dirección al Puerto de las Pedrizas. Se llega al cortijo del Turco, situado en el cerro del que recibe su nombre (Cerro del Turco), donde el camino se bifurca en tres pistas forestales. Siguiendo la pista de la derecha se localiza el corte, hasta llegar a una cantera abandonada (Figura 10).

En este sector afloran materiales del Paleoceno y Eoceno separados, a la base del Eoceno,

por paquetes de conglomerados y de calizas organógenas con intercalaciones margosas.

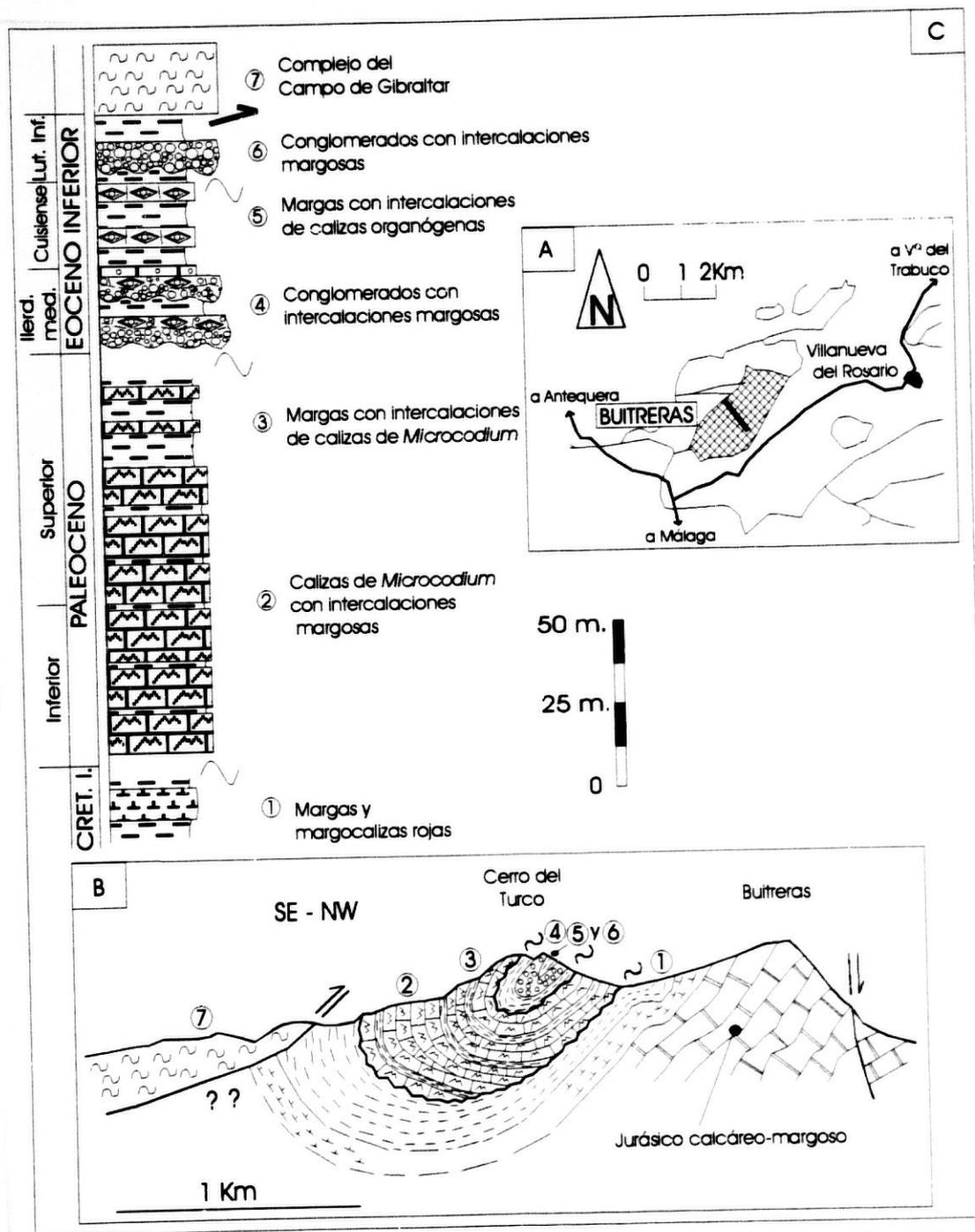


Figura 10. Sector de Buitreras. A: Localización geográfica y extensión cartográfica de los materiales estudiados. B: Corte geológico. C: Columna litoestratigráfica, con la descripción de los distintos tramos.

Estos materiales terciarios se disponen estructuralmente dentro de un sinclinal tumbado vergente hacia el Norte, en las estribaciones del Cerro del Turco. La serie comienza con materiales jurásicos margosos, que afloran en el cerro de Buitreras, sobre los que se colocan unas margas y margocalizas cretácicas. Sobre éstas se disponen, mediante discordancia, los materiales terciarios,

los cuales aparecen mejor expuestos en el flanco Sur de esta estructura sinclinal, donde se puede apreciar una serie monoclinial invertida con contactos horizontales entre los distintos materiales. Cabalgando a este conjunto, por el SE, aparecen unos materiales flyschoides del Complejo del Campo de Gibraltar (Figura 10). Las características de los distintos tramos de la serie son:

1. A muro aparecen materiales del Cretácico Inferior, compuestos por margas y margocalizas, de colores rojizos en superficie.
2. Sobre los anteriores, y mediante una discordancia de carácter erosivo, descansan unos potentes bancos (máximo 30 m) de calcarenitas y calizas con *Microcodium*, con pequeñas intercalaciones de limos y margas. No aparecen en este sector los términos inferiores del Paleoceno. Este tramo alcanza una potencia máxima aproximada de 100 metros (Figura 10). El color de éstas en superficie es amarillento, casi pardo, mientras que en corte fresco presentan un color gris. Dentro de estos bancos calcáreos destacan clastos de cristales prismáticos de *Microcodium*, restos de materia orgánica y carbón, pequeños cantos de cuarzo y sílex y, finalmente, pequeños fragmentos de rocas mesozoicas.
3. El último tramo, de edad paleocena, está compuesto por un potente paquete de margas (aprox. 30 m) con algunas intercalaciones de calizas con *Microcodium* (Figura 10). Presentan, en superficie, colores claros, habiendo suministrado abundantes restos de cristales prismáticos de *Microcodium* y, en menor cantidad, de cuarzo.
4. El siguiente tramo, de edad Eoceno Inferior, está compuesto por unos conglomerados de color claro en superficie, con intercalaciones margosas de colores rosados. Algunos niveles de conglomerados constituyen verdaderas calizas organógenas, con abundantes restos de macroforaminíferos bentónicos. Este tramo se coloca sobre los términos margosos paleocenos mediante un contacto erosivo de carácter angular como se puede observar en la Figura 10. Los conglomerados situados a la base del conjunto Eoceno, presentan cantos de origen mesozoico de la propia serie de Buitreras (Peyre, 1974), al igual que cantos de caliza de *Microcodium*. También son comunes la presencia de restos de pequeños granos de cuarzo.
5. Un siguiente tramo está compuesto por margas con intercalaciones de calizas organógenas. Estas margas, de color rosa, blanco, verde y gris, aumentan en número y espesor hacia el techo de la secuencia (Figura 10). Presenta abundante fauna planctónica y bentónica de edad Cuisiense. Las calizas organógenas intercaladas, además de la abundante macrofauna bentónica, suelen ser ricas en pequeños granos de cuarzo y restos de rocas provenientes de los terrenos mesozoicos circundantes.
6. El último tramo, de edad Luteciense inferior, está compuesto por conglomerados e

intercalaciones de margas más abundantes a techo (Figura 10).

7. Cabalgando a estos tramos aparecen materiales del Complejo del Campo de Gibraltar (Figura 10).

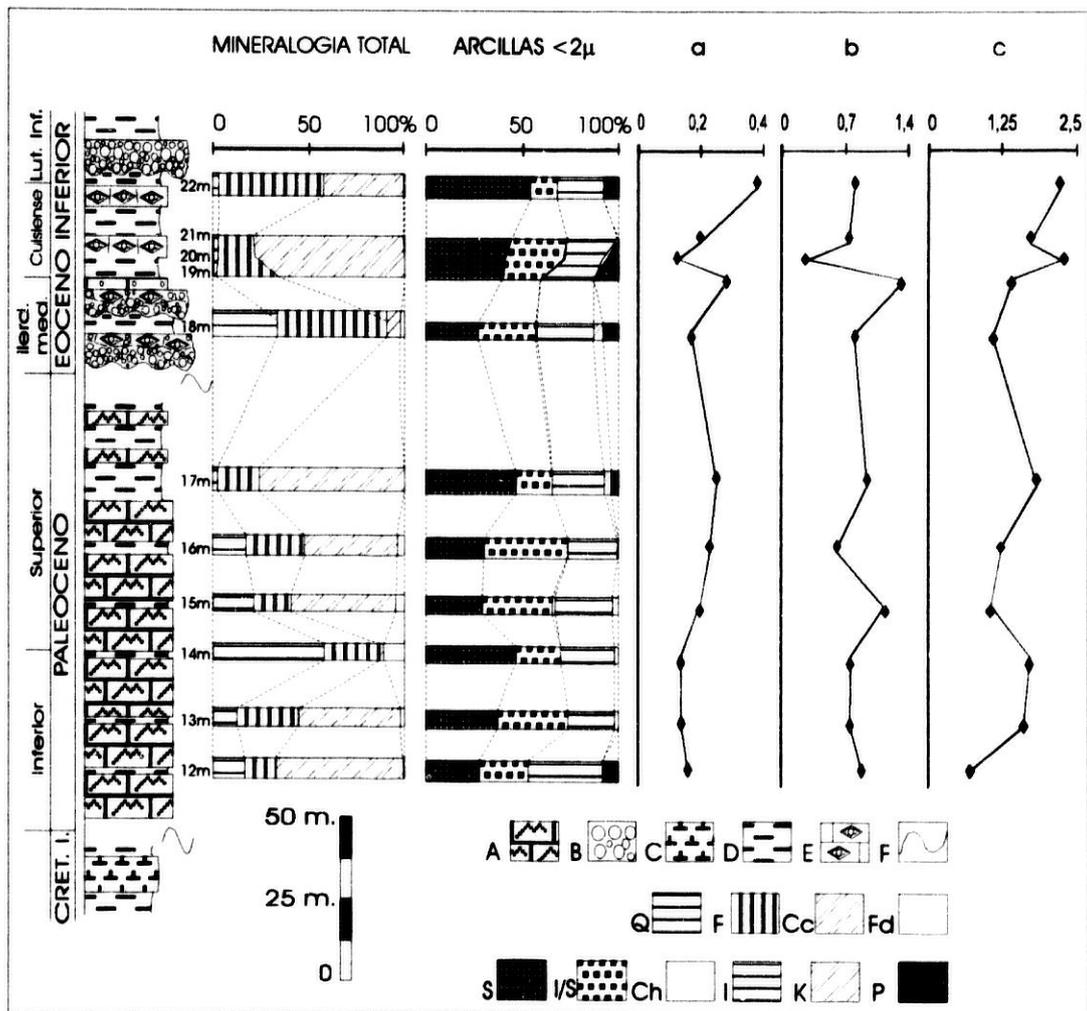


Figura 11. Columna estratigráfica, mineralogía, parámetros cristalográficos y curva relativa del nivel del mar obtenida a partir de la relación mineral (esmectita+caolinita/illita) de la serie terciaria de la Unidad de Buitreras. Litología: A: calizas de *Microcodium*, B: conglomerados poligénicos, C: margocalizas, D: margas, E: calizas organógenas y F: discontinuidad. Mineralogía de la serie (en %): Q: cuarzo, F: filosilicatos, Cc: calcita, Fd: feldespato potásico y plagioclasa, S: esmectita, I/S: interestratificados illita-esmectita, Ch: clorita, I: illita, K: caolinita y P: paligorskita. Columnas: a: relación  $I(100)/I(101)$  del cuarzo, b: relación  $I(002)/I(001)$  de la illita y c: curva de variación relativa del nivel del mar.

Los minerales fundamentales que se han encontrado en las muestras de este sector son: cuarzo, filosilicatos, calcita y feldespatos (Figura 11). Es de destacar que, a veces, aparecen porcentajes muy altos de cuarzo y feldespatos en el límite entre el Paleoceno Inferior y el Paleoceno

Superior. Estos valores pueden llegar, como en el caso de la muestra 14m (Figura 11), hasta un 57% de cuarzo y un 10% de feldespatos. Durante el Paleoceno Superior se produce una disminución de los porcentajes de cuarzo, feldespatos y filosilicatos, aumentando, en cambio, los porcentajes de calcita. Durante el Eoceno, coincidiendo con la aparición del primer tramo de conglomerados, la mineralogía, se caracteriza por presentar porcentajes puntuales muy altos de cuarzo. Los valores de cuarzo para la muestra 17m de la serie llegan hasta un 33%, siendo esta tendencia mineral inversa en el caso de la calcita para la misma muestra. Se produce una disminución de los porcentajes de cuarzo a techo, mientras que los feldespatos y filosilicatos, tras un gran incremento inicial, tienden a disminuir, para concluir aumentando. La calcita presenta una tendencia opuesta a la que presentan los filosilicatos.

La mineralogía de las arcillas para esta serie está compuesta por: esmectitas, interestratificados I/S e illita y cantidades menores de caolinita, clorita y paligorskita (Figura 11). Las proporciones de esmectitas nos definen durante el Paleoceno 2 ciclos de concentraciones crecientes bien marcados. La illita y los interestratificados I/S disminuyen hacia el techo de la serie durante este mismo periodo. Durante el Eoceno la composición dista un poco de la encontrada durante el Paleoceno. Se ha constatado la presencia de un ciclo creciente a techo en cuanto a la abundancia de las esmectitas. De forma inversa a esta tendencia se comportan tanto los interestratificados I/S, como la illita y la caolinita. Un hecho a tener en cuenta es la aparición de paligorskita, que en algunos casos supera el 10%. Esta paligorskita se asocia a los niveles más detríticos iniciales, para disminuir en los tramos con menor influencia detrítica. También es común la presencia de clorita en trazas, hecho no constatado durante el Paleoceno. Los distintos porcentajes minerales obtenidos pueden observarse en el Anexo I y en la Figura 11.

#### **b) Sector de Villanueva del Rosario.**

A este sector se accede partiendo desde Villanueva del Rosario en dirección SW por la carretera que llega hasta el Puerto de las Pedrizas. Posteriormente se toma un camino en el kilómetro 20,8 en dirección SE y, tras pasar el Molino del Cerro Limón se llega al Cortijo El Cerrillo, del que parten dos caminos, uno con dirección NE y, otro con dirección SE. Por el camino en dirección SE he muestreado unos niveles margosos, sin que sea muy perceptible la continuidad de la serie. En dirección NE por el mismo camino, continua el resto de la serie, hasta llegar a cortar a los materiales Flyschoides del Complejo del Campo de Gibraltar. La Figura 12 muestra la situación geográfica y corte geológico de este sector.

En este sector afloran materiales de edad Paleoceno Superior y Eoceno Inferior y Medio de la Alta Cadena, así como materiales oligocenos del Complejo del Campo de Gibraltar, estos últimos definidos por Peyre (1974), como Formación Saucedo (Figura 12). La disposición estructural de estos materiales aparece en la Figura 12, en la que se puede observar, como los materiales terciarios

descansan sobre los materiales calcáreos jurásicos mediante una discordancia angular. La aparición de los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar se produce mediante cabalgamientos que solapan a todos los materiales (mesozoicos y terciarios) de forma indiferenciada. La serie consta de los siguientes tramos:

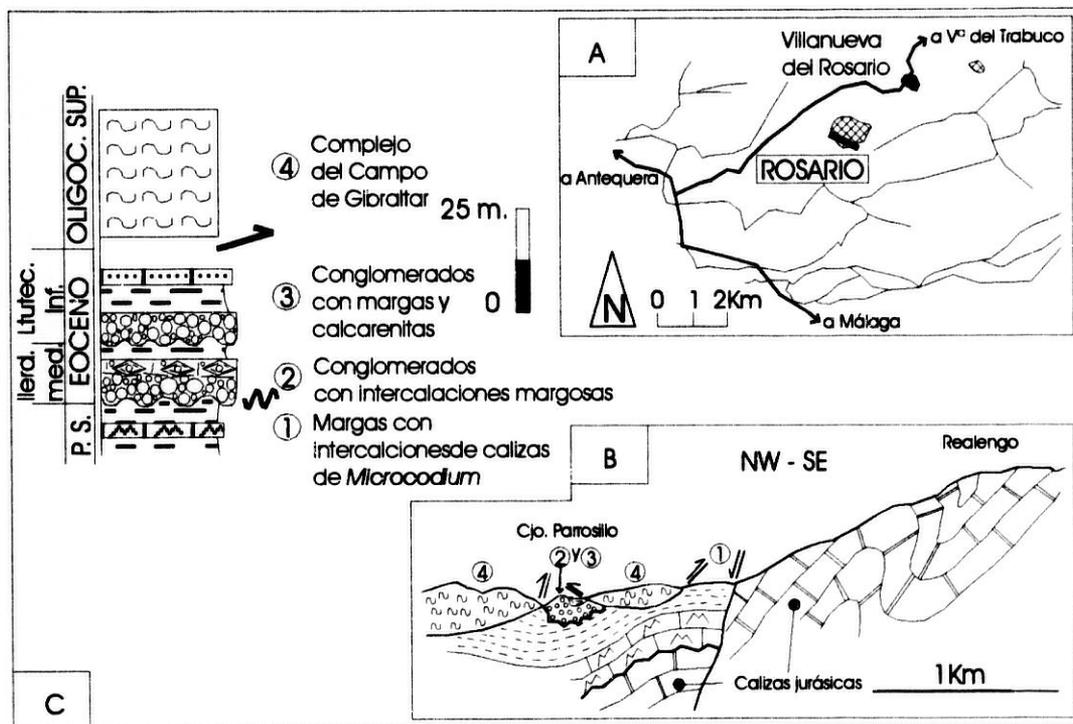


Figura 12. Sector de Villanueva del Rosario. A: Localización geográfica y extensión cartográfica de los materiales estudiados. B: Corte geológico. C: Columna litoestratigráfica, con la descripción de los distintos tramos.

1. Un tramo de margas rosadas, en los que se ha observado algún bloque aislado de calizas de *Microcodium*. Presentan un mal estado de exposición, ya que están cubiertas por cultivos.
2. Un tramo de conglomerados y brechas poco cementados con algunas intercalaciones de margas, más abundantes a techo (Figura 12). Los conglomerados presentan, para sus dos bancos de escasa potencia, un tamaño de clastos por lo general pequeño y homogéneo. En cuanto a la naturaleza de los cantos, ésta, está ligada principalmente a clastos provenientes de terrenos mesozoicos, si bien su edad es Eoceno Inferior. Los niveles de margas intercaladas son de colores rojizos, presentando abundante fauna paleocena resedimentada.
3. El tramo superior de conglomerados con margas incluye un nivel de areniscas calcáreas escasamente cementadas, como aparece en la Figura 12. Estos conglomerados son similares a los del tramo anterior, habiéndose diferenciado de los anteriores, mediante la datación de los

mismos, como Luteciense Inferior.

4. Cabalgando a todos los materiales antes citados aparecen unas turbiditas compuestas por niveles areniscas cuarzosas y arcillas abigarradas de colores rojizos, pardos y color tabaco (Figura 12). Estas se han datado como Oligoceno y se han atribuido a las Unidades del Complejo del Campo de Gibraltar (Fm. Algeciras: Martín-Algarra, 1987).

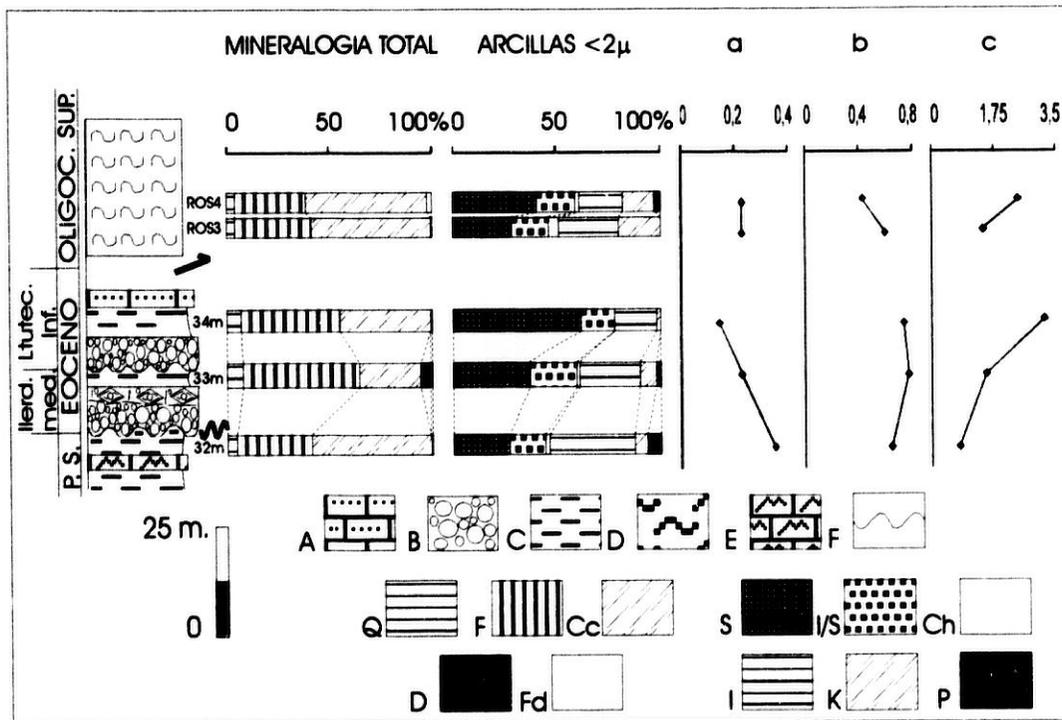


Figura 13. Columna estratigráfica, mineralogía, parámetros cristalográficos y curva relativa del nivel del mar obtenida a partir de la relación mineral (esmectita+caolinita/illita) de la serie terciaria de Villanueva del Rosario. Litología: A: calcarenitas bioclásticas, B: conglomerados poligénicos, C: margas, D: Complejo del Campo de Gibraltar, E: calizas de *Microcodium* y F: discontinuidad. Mineralogía de la serie (en %): Q: cuarzo, F: filosilicatos, Cc: calcita, D: dolomita, Fd: feldespato potásico y plagioclasa, S: esmectita; I/S: interestratificados illita-esmectita, Ch: clorita, I: illita, K: caolinita y P: paligorskita. Columnas: a: relación  $I(100)/I(101)$  del Cuarzo, b: relación  $I(002)/I(001)$  de la illita y c: curva de variación relativa del nivel del mar.

La mineralogía total de este sector está compuesta por calcita, filosilicatos, cuarzo y cantidades menores de feldespatos y dolomita (Figura 13). Se ha observado un comportamiento constante en los porcentajes de cuarzo y feldespatos a lo largo de toda la serie. La calcita, con altos porcentajes al final del Paleoceno, presenta un descenso de los mismos durante el Eoceno. Los filosilicatos presentan una evolución inversa a la mostrada por la calcita. La aparición de la dolomita coincide con el inicio de los tramos eocenos, para posteriormente desaparecer.

La mineralogía de las arcillas está compuesta por esmectitas, illita e interestratificados I/S y cantidades menores de caolinita, clorita y paligorskita (Figura 13). Se ha observado una tendencia al aumento de las esmectitas desde el Paleoceno al Eoceno, llegando a sus máximos valores durante el Luteciense. La illita y la clorita presentan un comportamiento opuesto, mientras que los interestratificados I/S presentan porcentajes más o menos constantes a lo largo de toda la serie. La mayor presencia de caolinita se ha obtenido al comienzo del Eoceno, aunque durante el Paleoceno, es también común. La paligorskita presenta una evolución decreciente a lo largo de la serie, para desaparecer al final del Eoceno.

Se ha incluido en este sector los porcentajes mineralógicos obtenidos del estudio de los materiales Flyschoides cabalgantes. Estos materiales se caracterizan por una asociación para la mineralogía total muy constante, compuesta por calcita, filosilicatos, cuarzo y cantidades menores de feldespatos (Figura 13 y Anexo I).

La presencia de una asociación mineral para las arcillas, dentro de éste tramo, compuesta por esmectitas, illita, interestratificados, caolinita y cantidades menores de clorita y paligorskita, muestra una clara disimetría con las obtenidas para las series terciarias subbéticas. La característica principal son los altos porcentajes de caolinita e illita y bajos de esmectitas en la fracción arcilla (Figura 13 y Anexo I).

### **c) Sector del Puerto de las Pedrizas.**

El corte se sitúa en la antigua carretera de Málaga, en el kilómetro 26,5, 400 metros antes de llegar al propio puerto, en dirección Málaga. En este sector afloran principalmente materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, los cuales se colocan, mediante contacto mecánico, tanto sobre los materiales silíceos, como sobre los mesozoicos de este sector. La Figura 14 indica la localización del corte geológico de este sector.

Esta serie del Burdigaliense inferior está compuesta por silicatos y margas con intercalaciones esporádicas de vulcanoclastitas alteradas. La potencia de la serie no llega a superar los 10 metros, siendo el tramo margoso el más potente (Figura 14). Los materiales burdigalienses se disponen, mediante una discordancia, sobre los términos mesozoicos del Conjunto Septentrional de la Alta Cadena (Martin-Algarra, 1987). Cabalgando todo el conjunto, aparecen de forma indiferenciada los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar. Los tramos terciarios que componen esta serie son:

1. Un tramo compuesto por calizas algales del Liásico (Figura 14).
2. Un tramo inferior de margas gris claro con abundantes pátinas de óxidos. Presentan un aspecto

compacto, aunque en detalle son frecuentes las microfracturas (Figura 14).

3. Un tramo superior de silexitas y vulcanoclastitas muy alteradas de colores amarillentos en superficie y grisáceos en corte fresco. Presentan menor abundancia de pátinas de óxidos y un mayor grado de alteración que provoca la aparición de cretas blancas (Figura 14).
4. Cabalgando todo el conjunto se disponen unas arcillas marrones y areniscas, perteneciente al Complejo del Campo de Gibraltar

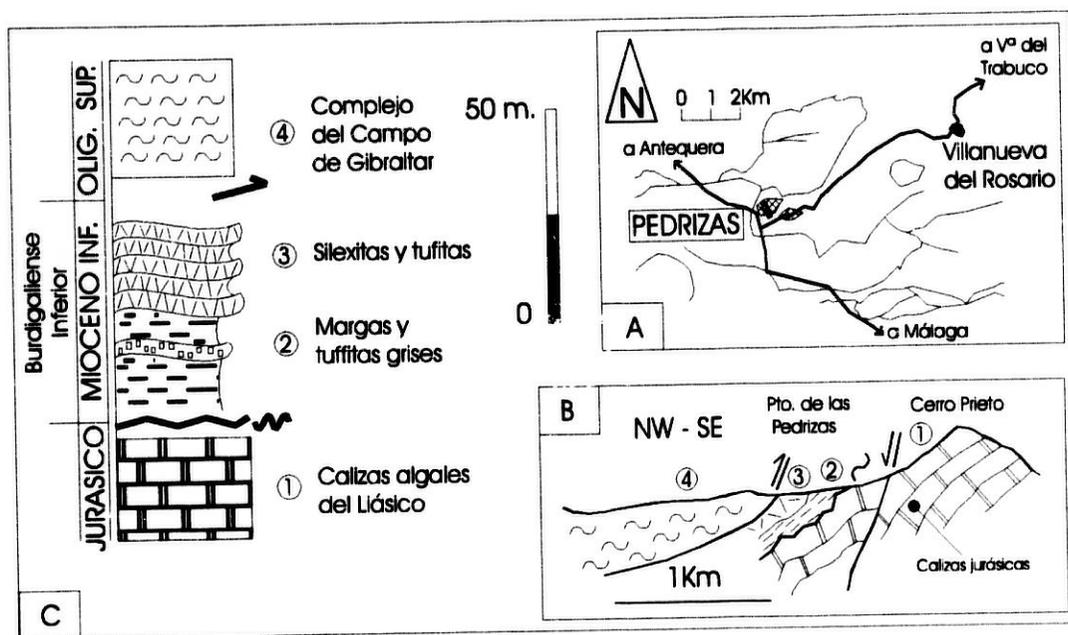


Figura 14. Sector del Puerto de las Pedrizas. A: Localización geográfica y extensión cartográfica de los materiales estudiados. B: Corte geológico. C: Columna litoestratigráfica, con la descripción de los distintos tramos.

La mineralogía total encontrada está constituida por calcita, filosilicatos, cuarzo y trazas de feldespatos. Este sector muestra una alta homogeneidad mineralógica, que a su vez presenta unas variaciones porcentuales muy importantes dentro de las dos muestras tomadas (Figura 15). El cuarzo y los filosilicatos presentan una tendencia clara al aumento a techo, coincidiendo con el tramo silexítico. La calcita presenta un comportamiento inverso al presentado por cuarzo y filosilicatos, no apareciendo en la muestra 64m, tomada en las silexitas.

La mineralogía de las arcillas está compuesta por esmectitas, interestratificados I/S, illita y cantidades menores de caolinita y paligorskita (Figura 15). Las esmectitas presentan una tendencia al aumento a techo, mientras que interestratificados I/S e illita presentan una tendencia opuesta. Se ha constatado la presencia de caolinita en la muestra tomada en las margas silíceas, no así en la

tomada en las silexitas. La aparición de paligorskita, en cambio, se produce en la muestra silexítica (64m), coincidiendo con los altos porcentajes de esmectitas.

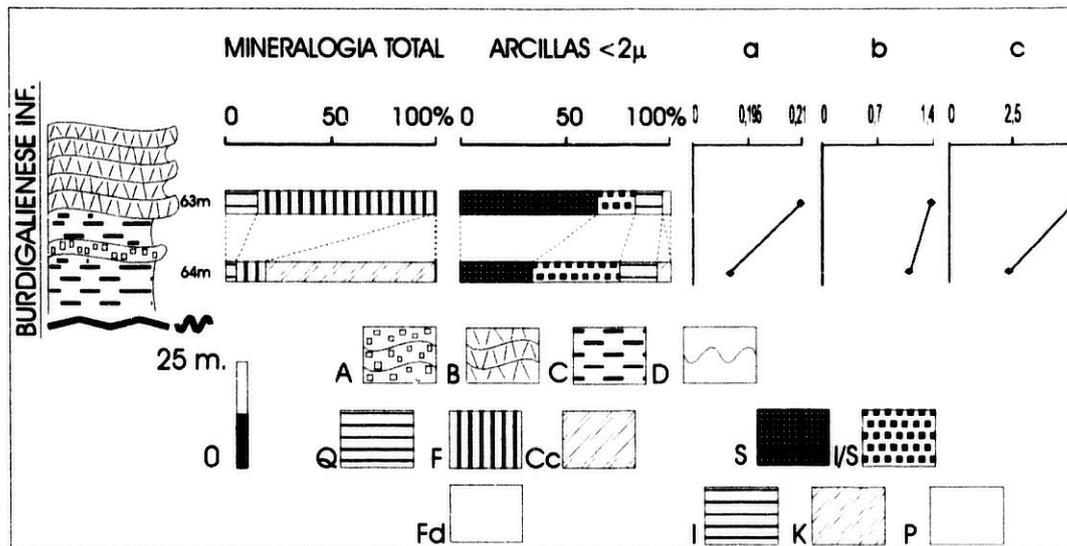


Figura 15. Columna estratigráfica, mineralogía, parámetros cristalográficos y curva relativa del nivel del mar obtenida a partir de la relación mineral (esmectita+caolinita/illita) de la serie terciaria del Puerto de las Pedrizas. Litología: A: tuftas, B: silexitas, C: margas, D: discontinuidad. Mineralogía de la serie (en %): Q: cuarzo, F: filosilicatos, Cc: calcita, Fd: feldespato potásico y plagioclasa, S: esmectita, I/S: interestratificados illita-esmectita, I: illita, K: caolinita y P: paligorskita. Columnas: a: relación  $I(100)/I(101)$  del Cuarzo, b: relación  $I(002)/I(001)$  de la illita y c: curva relativa del nivel del mar.

Todos los porcentajes mineralógicos se encuentran en la Figura 15 y en el Anexo I.

### II.1.2. CONJUNTO CENTRAL.

#### a) Sector de Gibalto-Parrilla

El corte realizado se sitúa a la derecha de la carretera de Loja a Colmenar. Cogiendo un camino que parte de la misma en el kilómetro 503,2 y tras unos metros y pasando un cortijo, afloran estos materiales de forma muy desordenada formando pequeños parches discontinuos que dan en el relieve unos tonos blancos. La situación del corte se observa en la Figura 16.

El nombre hace mención a una de las escamas superiores (Escama de la Parrilla), que conforman la estructura del Monte del Gibalto al NE de la Alta Cadena (Delgado, 1970; Peyre, 1974; Delgado y Sanz de Galdeano, 1981 y Martín-Algarra, 1987). Este afloramiento es el situado

más al Norte de los estudiados en este trabajo. Dentro de las distintas escamas que conforma el macizo de Gibalto (Peyre, 1974), sólo aparecen materiales terciarios en la superior (Parrilla) e inferior (Calero), ya que en la de Gibalto está constituida exclusivamente por materiales triásicos (arcillas rojas y areniscas y dolomias), jurásicos (calizas algales del Liásico, margas y calizas nodulosas). Se ha detectado una gran laguna estratigráfica que afecta a todo el Paleógeno, quedando únicamente el Burdigaliense inferior, que se extiende, tapizando otros términos desde las estribaciones del Macizo del Gibalto en su cara Este y Sur, hasta estribaciones montañosas próximas, como la de La Manga y Tres Mogotes. La Figura 16 muestra la columna estratigráfica de este sector. Sus tramos son:

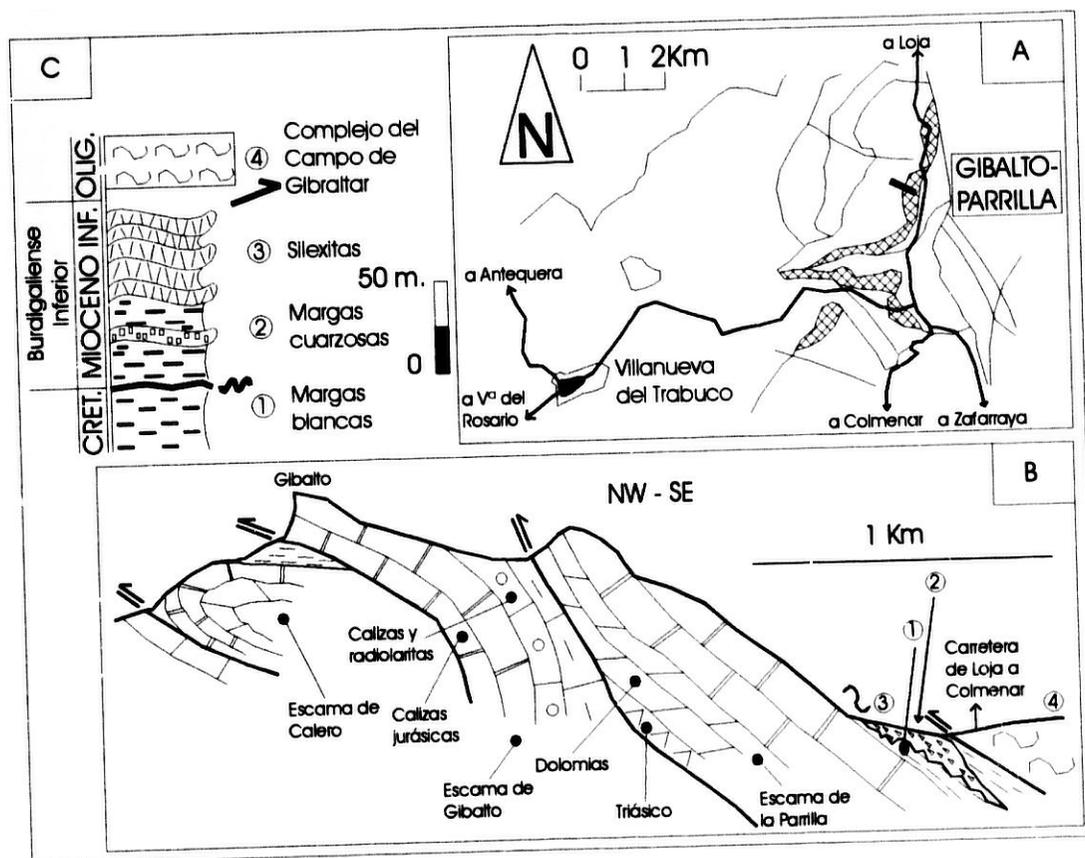


Figura 16. Sector de Gibalto-Parrilla. A: Localización geográfica y extensión cartográfica de los materiales estudiados. B: Corte geológico. C: Columna litoestratigráfica, con la descripción de los distintos tramos.

1. Un tramo de margas y radiolaritas cretácicas blancas.
2. Un tramo compuesto por margas de carácter cuarzoso de colores claros y aspecto pulverulento (Figura 16).

3. Un tramo compuesto por silexitas de aspecto más compacto y menos pulverulento que las margas. Presentan en superficie colores amarillentos y grisáceos en corte fresco, con signos de alteración y presencia de pátinas de óxidos (Figura 16).
4. Cabalgando sobre los términos cretácicos y terciarios Subbéticos aparecen los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, que afloran en el Pto. de los Alazores (Figura 16).

La mineralogía total de este sector está compuesta por calcita, filosilicatos, cuarzo y trazas de feldespatos (Figura 17). Los porcentajes de cuarzo y feldespatos permanecen más o menos constantes a lo largo del perfil, aunque tendentes al aumento a techo. Los filosilicatos y la calcita también presentan valores más o menos constantes.

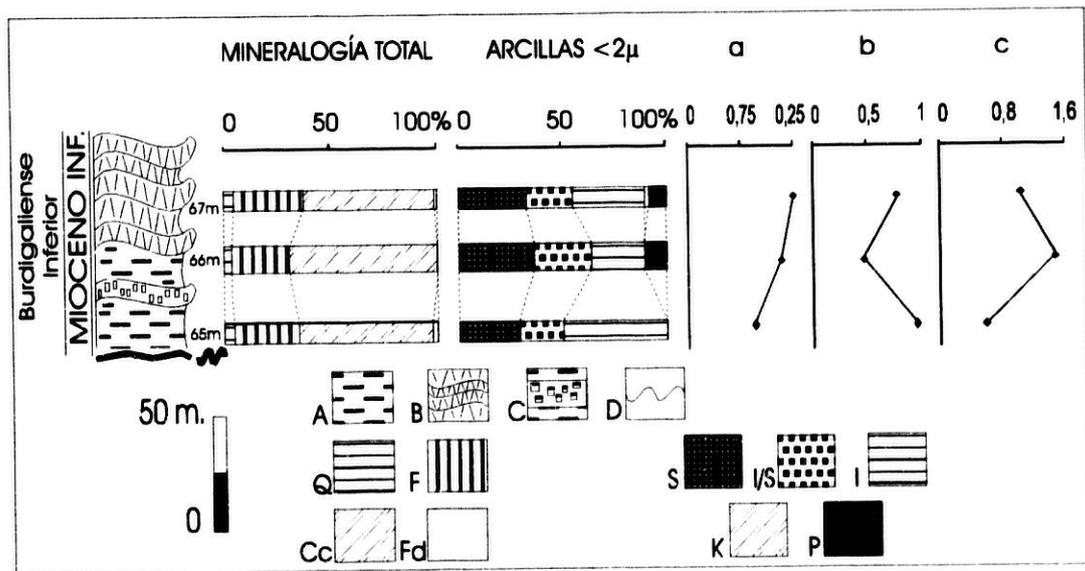


Figura 17. Columna estratigráfica, mineralogía, parámetros cristalográficos y curva relativa del nivel del mar obtenida a partir de la relación mineral (esmeclita+caolinita/illita) de la serie terciaria de Gibalto-Parrilla. Litología: A: margas, B: silexitas, C: tuftas, D: discontinuidad. Mineralogía de la serie (en %): Q: cuarzo, F: filosilicatos, Cc: calcita, Fd: feldespato potásico y plagioclasa, S: esmeclita; I/S: interestratificados illita-esmeclita, I: illita, K: caolinita y P: paligorskita. Columnas: a: relación  $I(100)/I(101)$  del Cuarzo, b: relación  $I(002)/I(001)$  de la illita y c: curva de variación relativa del nivel del mar.

Los minerales de la arcilla están compuestos por esmeclitas, illita, interestratificados I/S y cantidades menores de caolinita y paligorskita (Figura 17). Se ha constatado una alta homogeneidad composicional asociada a una alta variación porcentual. Las esmeclitas e interestratificados I/S varían poco en cuanto a sus porcentajes relativos, mientras que la illita presenta altos valores al comienzo de la serie, para posteriormente decrecer. La aparición de caolinita se restringe únicamente a la parte superior de la serie, mientras que la paligorskita presenta su mayor porcentaje

justo con la aparición de las silexitas. Todos los porcentajes minerales de esta serie se recogen en el Anexo I.

### II.1.3. CONJUNTO MERIDIONAL.

#### a) Sector de Sierra Prieta s.s.

Se accede a este sector siguiendo el curso del Río Guadalmedina, después de haber tomado una pista a la derecha de la carretera de Loja a Colmenar en dirección Colmenar, en el kilómetro 522,3 (Figura 18). Este sector se sitúa en el núcleo de un sinclinal vergente al Sur, que conforma el núcleo del relieve principal de la Sierra Prieta.

En este sector sólo afloran materiales de edad paleocena, los cuales se sitúan sobre materiales mesozoicos del Cretácico Inferior-medio. La serie jurásica presenta para el Liásico una potente serie carbonatada y mixta calcáreo-margosa durante el resto del Jurásico (Figura 18). Al Sur del afloramiento aparece el contacto Zonas Internas-Zonas Externas, el cual provoca la existencia de contactos mecánicos verticales que afectan principalmente a las series cretácico-terciarias penibéticas y flyschoides (Venta de los Donajos y Ballesteros, respectivamente). Al Norte, aparecen los materiales del Conjunto Central, en la Zona de la Sierra de los Camarolos y Rodadero, que cabalgan de forma indiferenciada a este sector y a los de Hondonero y Realengo. Las características de los distintos tramos de la serie son:

1. La serie comienza con unas margas arcillosas de colores rojizos y marrones que contienen abundantes radiolarios, de edad Albiense.
2. El siguiente tramo, ya perteneciente al Paleoceno, está constituido por un banco de conglomerados poligénicos que se sitúan en discordancia erosiva sobre las margas del Cretácico, dando lugar a una laguna estratigráfica. Estos conglomerados se caracterizan por la presencia de cantos jurásicos y cretácicos, cuarzo anguloso, sílex y glauconita, estando muy cementados y presentando un espesor reducido, no superior a los 5 metros (Figura 18).
3. El siguiente tramo está compuesto por calizas y calcarenitas con *Microcodium*, en las que son frecuentes huellas de paleocorrientes y pequeños niveles ricos en restos silíceos. Su color es grisáceo en superficie y gris en corte fresco. Presentan pequeños niveles de margas y cretas intercaladas de color blanco. Las intercalaciones margosas presentan abundantes cristales prismáticos de *Microcodium*, restos de sílex (a la base del tramo), pequeños cantos de cuarzo, restos carbonosos (lignito) y materia orgánica.

4. El último tramo está compuesto por margas de colores gris claro con intercalaciones de calizas de *Microcodium* de color gris claro en superficie.

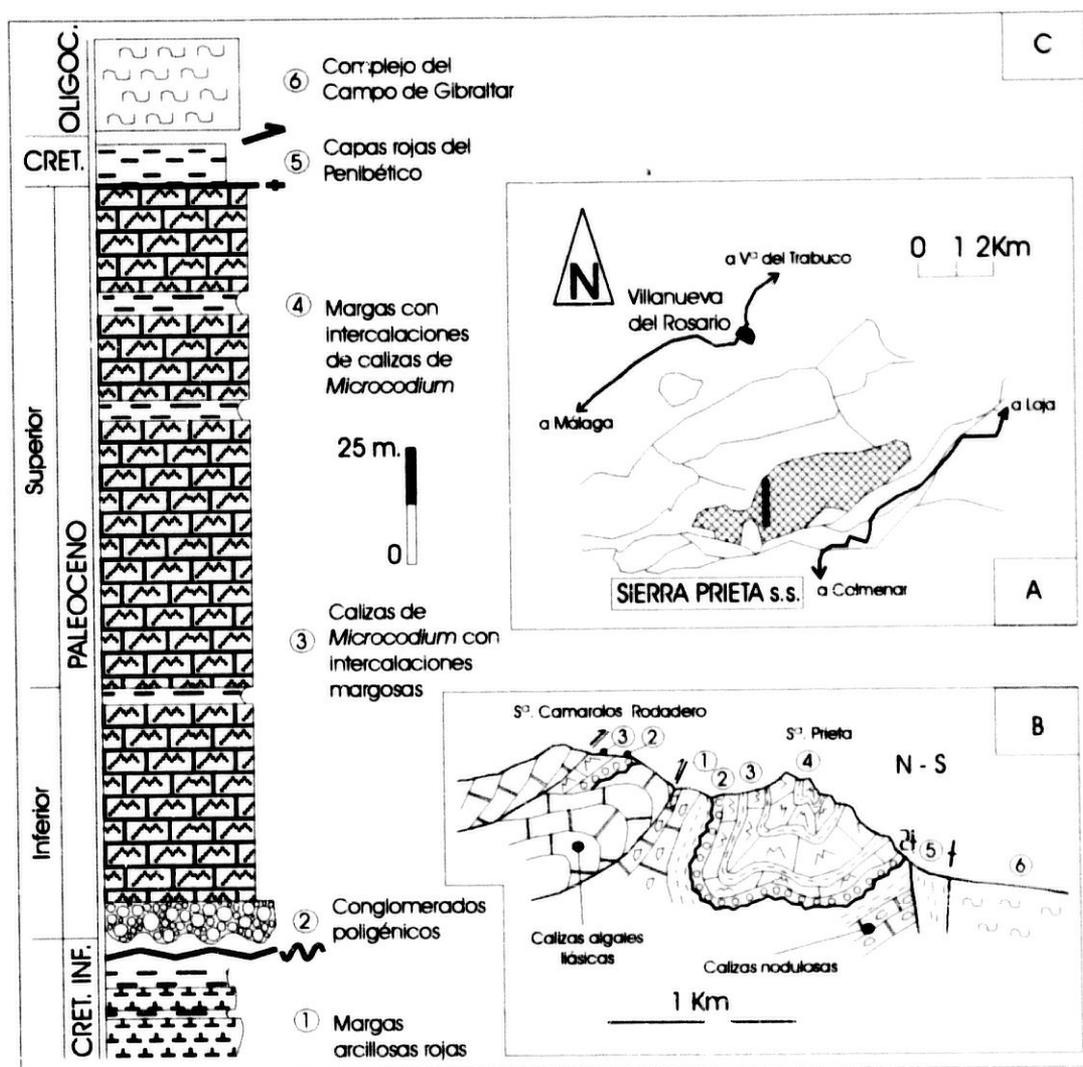


Figura 18. Sector de Sierra Prieta s.s. A: Localización geográfica y extensión cartográfica de los materiales estudiados. B: Corte geológico. C: Columna litoestratigráfica, con la descripción de los distintos tramos.

La mineralogía total de este sector está compuesta por calcita, filosilicatos, cuarzo y cantidades menores de feldespatos. Esta serie presenta valores muy homogéneos para su mineralogía. Es de hacer notar el hecho de que existen dos ciclos mineralógicos, en los que se detecta claramente un incremento en los porcentajes de cuarzo y filosilicatos y una disminución en la calcita ha techo de ambos (Figura 19).

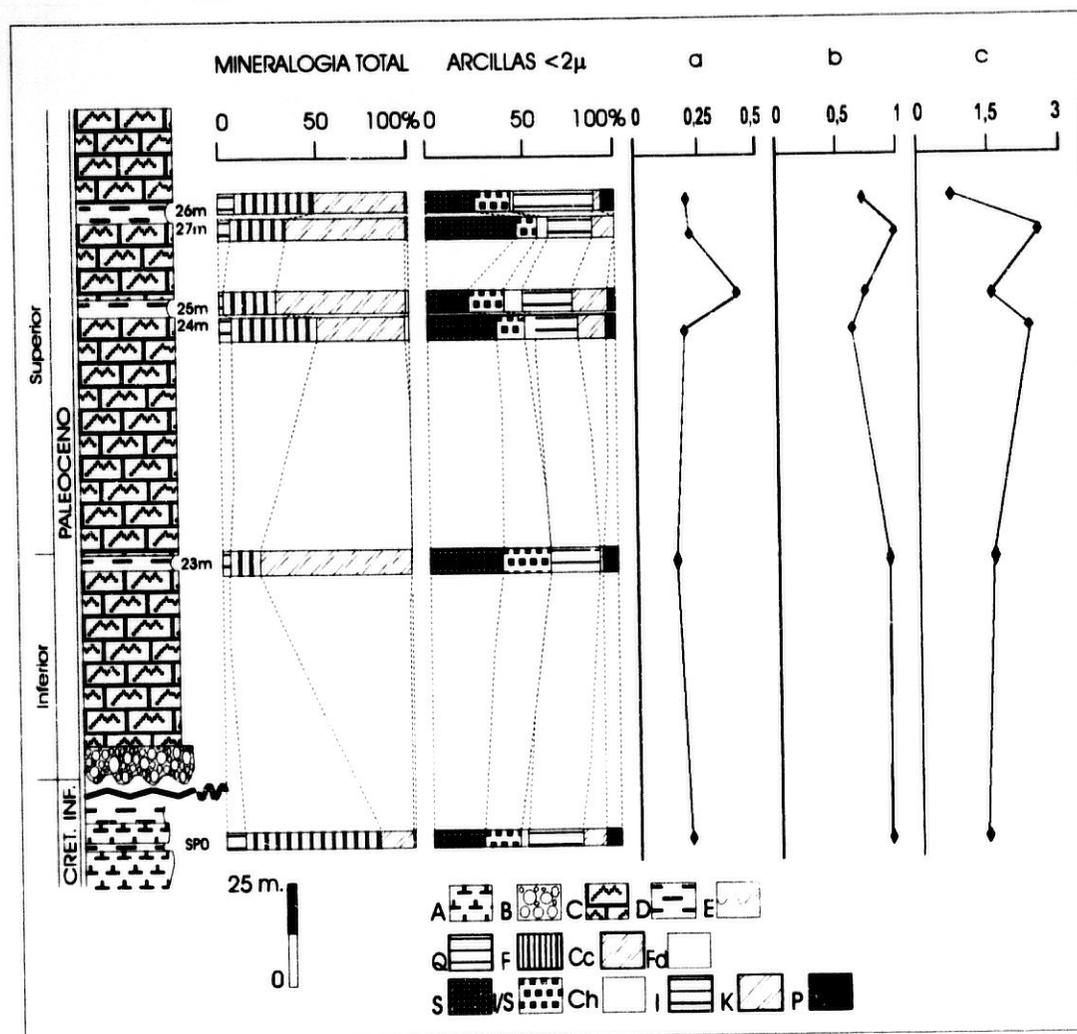


Figura 19. Columna estratigráfica, mineralogía, parámetros cristalográficos y curva relativa del nivel del mar obtenida a partir de la relación mineral (esmeclita+caolinita/illita) de la serie terciaria de Sierra Prieta s.s. Litología: A: margocalizas, B: conglomerados poligénicos, C: calizas de *Microcodium*, D: margas, E: discontinuidad. Mineralogía de la serie (en %): Q: cuarzo, F: filosilicatos, Cc: calcita, D: dolomita, S: esmeclita; I/S: interestratificados illita-esmeclita, Ch: clorita, I: illita, K: caolinita y P: paligorskita. Columnas: a: relación  $I(100)/I(101)$  del Cuarzo, b: relación  $I(002)/I(001)$  de la illita y c: curva de variación relativa del nivel del mar.

La mineralogía de las arcillas para este sector está compuesta por esmeclitas, illita e interestratificados I/S, junto a cantidades menores de caolinita, clorita y paligorskita. Se han detectado variaciones en cuanto a la distribución de la mineralogía, detectándose rupturas, o bien, ciclos de deposición mineral. Las esmeclitas presentan una doble evolución con 2 ciclos comparables a los expresados anteriormente y tendentes a disminuir a techo, al igual que la caolinita. Por otro lado la illita y los interestratificados I/S presentan una evolución opuesta a la que presentan las esmeclitas. Es de destacar, como muestra la Figura 19, la aparición conjunta de los porcentajes más altos de caolinita y de clorita, esta última con porcentajes muy elevados en los

tramos superiores, comportamiento tendente al aumento y paralelo al que presenta la calcita, y opuesto al que presenta el cuarzo. Se ha detectado la presencia de paligorskita de forma constante, aunque en trazas, a lo largo de la serie. Esta, se presenta preferencialmente asociada a la caolinita y a la clorita, en los tramos donde existe menor cantidad de esmectitas.

En la Figura 19 y en el Anexo I se recogen los porcentajes mineralógicos obtenidos para cada muestra en los distintos tramos de la serie. No se ha podido muestrear los niveles del Daniense en esta serie por falta de niveles margosos.

#### b) Sector de Sierra Prieta (Elemento de Alfarnatejo).

Peyre (1974), definió este sector, como la continuación hacia al Este de la serie de Sierra Prieta.

La serie incluye a su base, además de términos terciarios, términos mesozoicos compuestos por calizas jurásicas y margas y margo-calizas cretácicas. Estos materiales están cabalgados por las escamas del Conjunto Central, en la que se han podido diferenciar de muro a techo, en las inmediaciones del pico del Chamizo, materiales triásicos (arenas y arcillas rojas, y dolomias) y jurásicos (calizas algales). Al SE, mediante contacto cabalgante, se disponen materiales del Complejo del Campo de Gibraltar (Figura 20). La disposición estructural de la zona, formando escamas, provoca que no siempre sean continuos los afloramientos y que muchos cortes no estén completos, teniendo que hacer una reconstrucción de la secuencia a partir de varios de ellos. Donde mejores condiciones de observación existen es, en el corte situado al Norte de la carretera de Loja a Colmenar, en el kilómetro 513,7 de la misma, entre el Morrón de Ortijica al Oeste y el Cortijo de los Palomos al Este. La Figura 20 muestra la localización geográfica, el corte geológico y la columna estratigráfica de este sector. Los distintos tramos de la serie, cuya potencia total es de 60 metros, se definen a continuación, de muro a techo:

1. Un primer tramo compuesto por margas con intercalaciones de calizas de *Microcodium*, menos abundantes a techo y en muchos casos constituyen bloques dispersos dentro de una matriz margosa (Figura 20). Las calizas presentan colores grisáceos en superficie y gris en corte fresco de edad Paleoceno superior, con abundantes prismas de *Microcodium*, pequeños granos de cuarzo (Peyre, 1974).
2. El tramo siguiente está compuesto por conglomerados y brechas con intercalaciones de calizas organógenas y margas. Las margas presentan colores rojizos y los cantos colores claros. El conjunto está poco cementado y es común encontrarlo de forma dispersa y casi sin ordenamiento interno (Figura 20). Este tramo es de edad Eoceno Inferior. Presenta una composición a base de cantos provenientes de calizas y margas mesozoicas (jurásicas y

cretácicas) con pequeños granos de cuarzo.

3. El último tramo de edad Luteciense inferior, presenta las mismas características que el tramo anterior. Su distinción, por tanto, se ha realizado en función a las diferencias de edad encontradas entre ambos.
4. y 5. Cabalgando a los materiales terciarios aparecen los términos mesozoicos del Conjunto Central (Martín-Algarra, 1987).

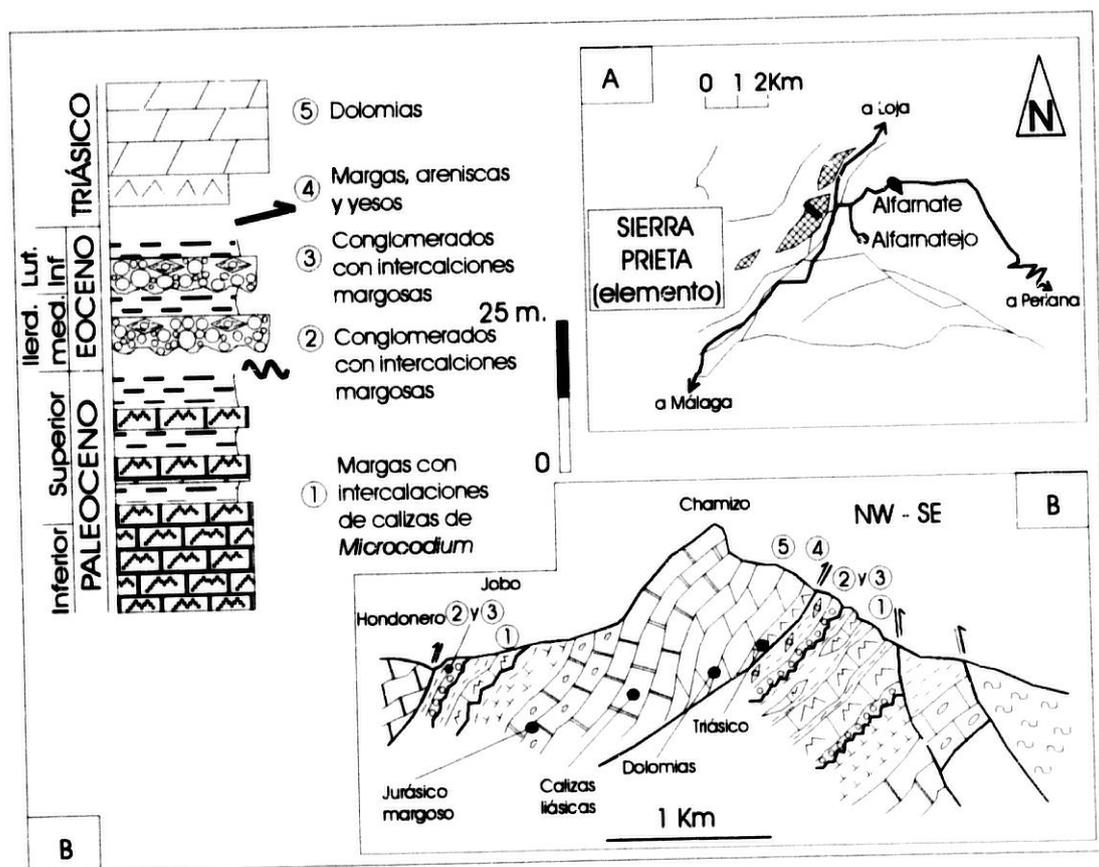


Figura 20. Sector de Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo). A: Localización geográfica y extensión cartográfica de los materiales estudiados. B: Corte geológico. C: Columna litoestratigráfica, con la descripción de los distintos tramos.

La mineralogía total, para el Paleoceno y el Eoceno, se caracteriza por la presencia de calcita, filosilicatos, cuarzo y cantidades menores de feldespatos y dolomita (Figura 21). Se ha observado una tendencia constante de los porcentajes de cuarzo y feldespatos a lo largo de toda la serie. La calcita tiende a disminuir a techo durante el Paleoceno, mientras que los valores obtenidos de la misma durante el Eoceno son similares a los encontrados en la parte baja de la serie. Los

filosilicatos presentan una tendencia opuesta a la presentada por la calcita. La aparición de dolomita es constatable al final del Paleoceno y comienzo de los tramos eocenos.

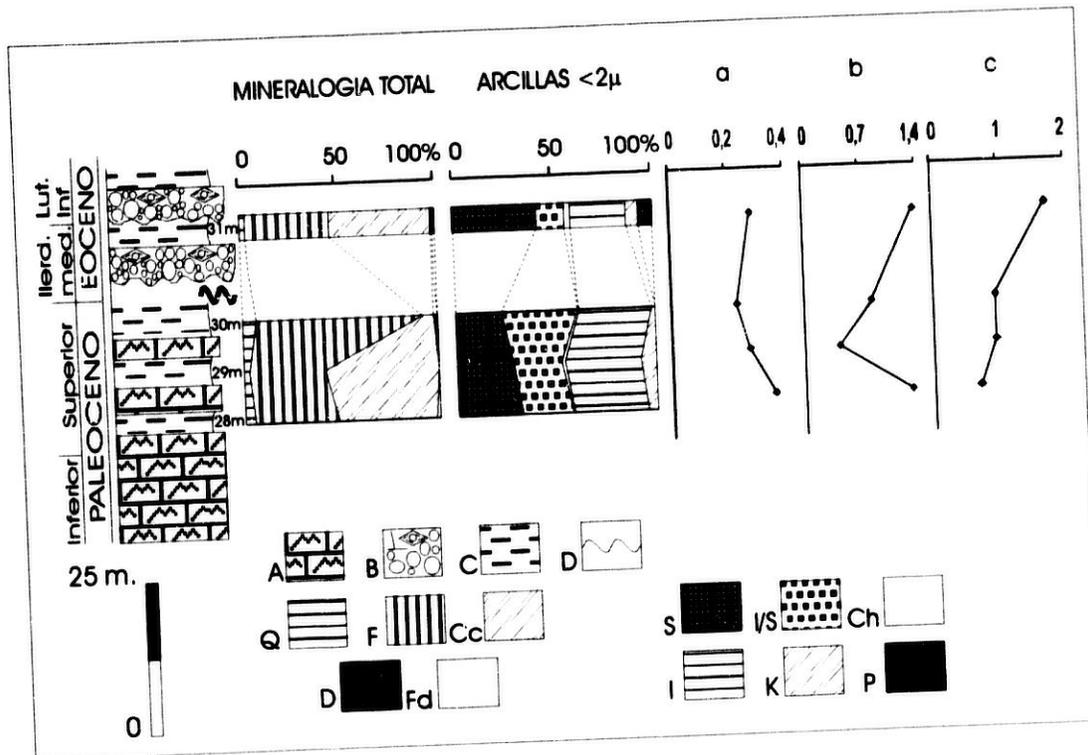


Figura 21. Columna estratigráfica, mineralogía, parámetros cristalográficos y curva relativa del nivel del mar obtenida a partir de la relación mineral (esmeclita+caolinita/illita) de la serie terciaria de Sierra Prieta (elemento de Alfaratejo). Litología: A: calizas de microcodium, B: conglomerados poligénicos, C: margas, D: discontinuidad. Mineralogía de la serie (en %): Q: cuarzo, F: filosilicatos, Cc: calcita, D: dolomita, Fd: feldespato potásico y plagioclasa, S: esmeclita; I/S: interestratificados illita-esmeclita, Ch: clorita, I: illita, K: caolinita y P: paligorskita. Columnas: a: relación I(100)/I(101) del Cuarzo, b: relación I(002)/I(001) de la illita y c: curva de variación relativa del nivel del mar.

La mineralogía de las arcillas está compuesta por esmeclitas, illita e interestratificados I/S, como minerales más importantes, además de caolinita, clorita y paligorskita en menores proporciones (Figura 21). Se ha observado una tendencia a la disminución de los porcentajes de esmeclita al final del Paleoceno, para aumentar en el Eoceno. Los porcentajes de illita y de interestratificados I/S se mantienen prácticamente constantes a lo largo del Paleoceno, para disminuir durante el Eoceno. Las cantidades de clorita, caolinita se mantienen, en cambio constantes a lo largo de toda la serie. La presencia de paligorskita, en trazas, sólo ha sido detectada durante el inicio del Eoceno, coincidiendo con la aparición esmeclitas y de trazas de dolomita en la serie.

Todos los porcentajes mineralógicos de esta serie pueden ver en la Figura 21 y Anexo I.

II.1.4. UNIDAD DEL GALLO-VILO.

a) Sector de la Sierra del Gallo-Vilo.

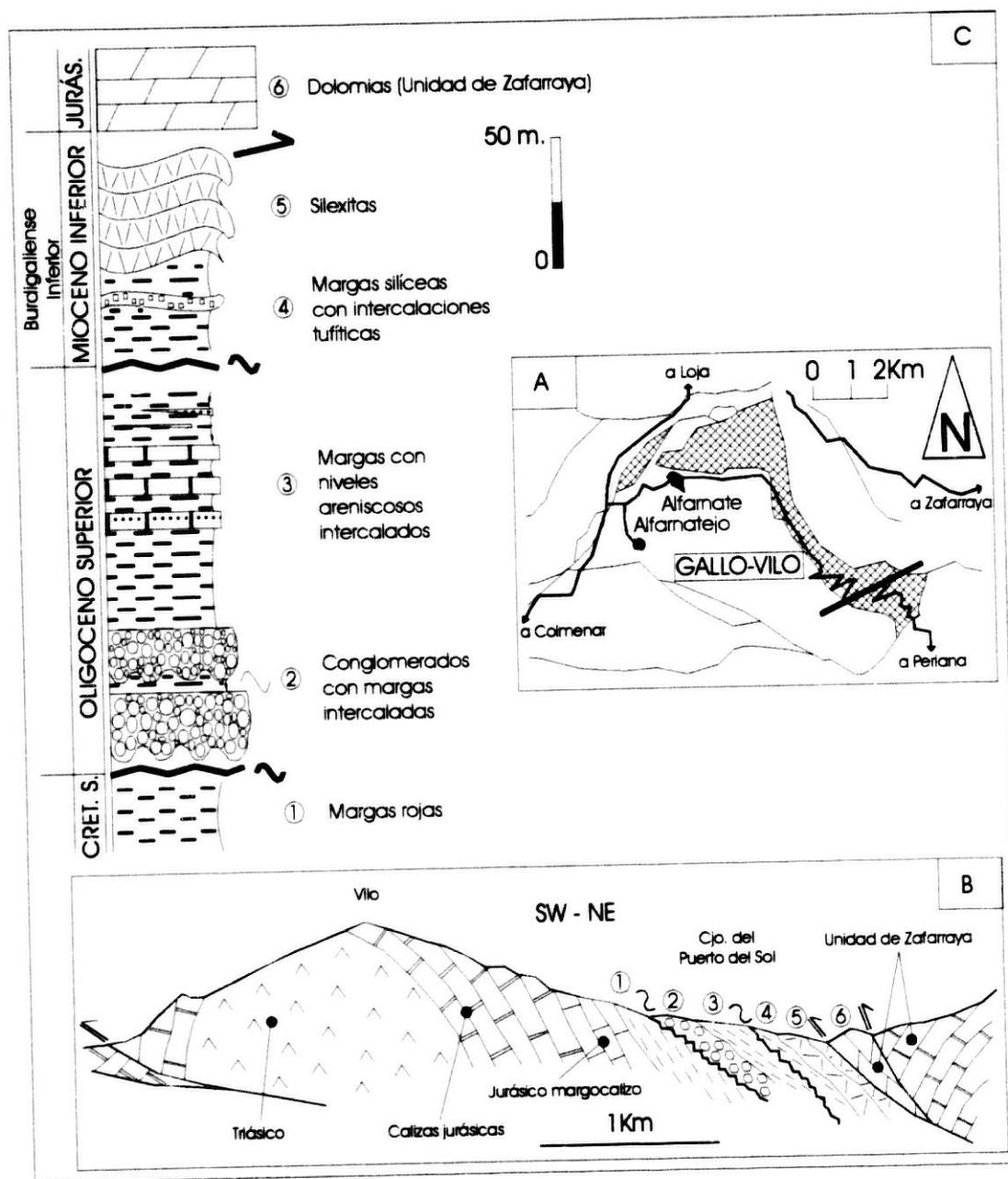


Figura 22. Sector del Gallo-Vilo. A: Localización geográfica y extensión cartográfica de los materiales estudiados. B: Corte geológico. C: Columna litoestratigráfica, con la descripción de los distintos tramos.

El sector estudiado se sitúa en el flanco NE de la estructura anticlinal del macizo del Gallo-Vilo. Siguiendo la carretera en dirección a la localidad de Alfamate, que parte de la carretera de

Periana a Colmenar. Antes de coronar el puerto del Sol, a la altura del Cortijo del Puerto del Sol, se realiza el corte estratigráfico. La Figura 22 muestra el corte estratigráfico y columna estratigráfica de este sector.

La serie terciaria del Gallo-Vilo se sitúa discordante y transgresiva sobre términos mesozoicos (calizas del Liásico, margas del Malm y radiolaritas del tránsito Jurásico-Cretácico). A su vez toda ésta unidad queda cabalgada al NE por los materiales de la Unidad de Zafarraya (Figura 22). Esta serie ya fue definida y estudiada por (Magné *et al.*, 1969; Vera, 1969 y Peyre, 1974), y más recientemente por otros autores que han estudiado sus implicaciones genéticas y paleogeográficas (Martín-Algarra, 1987 y Martín-Martín *et al.*, 1994). Se han distinguido 4 tramos (unidades litoestratigráficas: Martín-Martín *et al.*, 1994) dentro de esta serie terciaria:

1. Un tramo de margas rosas y blancas cretácicas.
2. Un tramo de conglomerados con intercalaciones margosas (Figura 22). Estos conglomerados basales poligénicos se sitúan discordantes sobre los términos mesozoicos, presentando un alto redondeamiento en sus cantos. Los cantos son de naturaleza calcárea y radiolarítica, evidenciando un claro origen a partir de la erosión de los terrenos jurásicos infrayacentes. Su potencia es variable, pero en algunos puntos pueden llegar hasta los 95 metros. No presentan evidencias de ordenamiento interno, aunque si bien se localiza la existencia de numerosas cicatrices erosivas a muro, al igual que la presencia de niveles más arcillosos. Hacia arriba va decreciendo la potencia de los niveles conglomeráticos, incrementándose la potencia de los niveles margosos que presentan colores rojos. Los distintos tramos de esta serie son:
3. Un tramo margoso con niveles areniscosos intercalados de forma ocasional (Figura 22). Este tramo se sitúa sobre el anterior de forma concordante, presentando colores rojizos que pasan a amarillentos hacia el techo de este tramo. Presentan una abundante fauna planctónica, presentando en su interior algunas pasadas de areniscas de carácter turbidítico ricas en *Lepidocyclinas*, en su tramo de color rojizo, y de intercalaciones areniscosas silíceas finas en su tramo superior (Magné *et al.*, 1969). El espesor máximo alcanzado es de 50 metros.
4. Un tramo de margas de carácter silíceo con alguna pasada de silexitas de edad Burdigaliense inferior (Figura 23). Este tramo de margas verdes silíceas, ya definidas para otras series, presenta unos 5 metros de espesor, en la que se distinguen pequeñas pasadas de silexitas.
5. Un tramo compuesto por un paquete tableado de silexitas, de edad Burdigaliense inferior, de unos 25 metros de espesor (Figura 22), el cual presenta algunas intercalaciones margosas centimétricas de carácter profundo (sedimentación pelágica).

## 6. Cabalgando todo el conjunto, aparecen unas dolomias liásicas de la Unidad de Zafarraya.

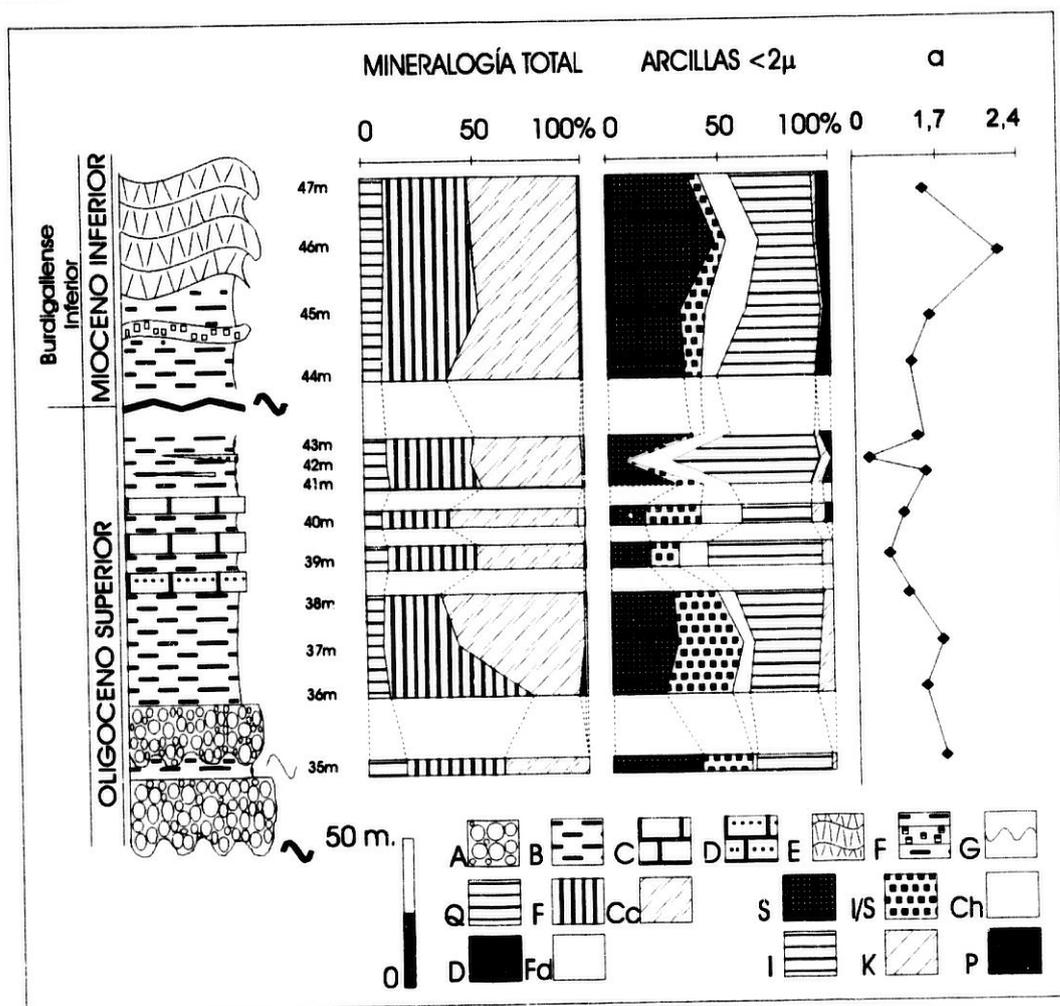


Figura 23. Columna estratigráfica, mineralogía, parámetros cristalográficos y curva relativa del nivel del mar obtenida a partir de la relación mineral (esmectita+caolinita/illita) de la serie terciaria de la Unidad del Gallo-Viño. Litología: A: conglomerados poligénicos, B: margas, C: calizas organógenas, D: calcarenitas bioclásticas, E: silexitas y vulcanoclastitas, F: tufitas y E: discontinuidad. Mineralogía de la serie (en %): Q: cuarzo, F: filosilicatos, Cc: calcita, D: dolomita, Fd: feldespato potásico y plagioclasa, S: esmectita; I/S: interestratificados illita-esmectita, Ch: clorita, I: illita, K: caolinita y P: paligorskita. Columna: a: curva de variación relativa del nivel del mar.

La mineralogía total de esta serie está compuesta por calcita, filosilicatos, cuarzo y cantidades menores de feldespatos y dolomita (Figura 23). Se han observado rupturas importantes en cuanto a la distribución de los porcentajes minerales en la serie. Estas rupturas las he interpretado como dos ciclos de deposición mineral. Todos los ciclos presentan, a muro de los mismos, mayores cantidades de cuarzo y feldespatos que a techo. La calcita tiende a aumentar dentro de cada ciclo, tendencia inversa a la mostrada por los filosilicatos. La presencia de dolomita se constata en los

tramos margosos a muro del paquete oligoceno, justo con la máxima aparición de cuarzo y filosilicatos.

La mineralogía de las arcillas está compuesta por esmectitas, illita, interestratificados I/S y clorita, y cantidades menores de caolinita y paligorskita (Figura 23). Se han observado los dos ciclos anteriormente citados. Es de destacar también los altos porcentajes de clorita obtenidos en este sector, los más altos de todos los estudiados. De forma general la illita es el mineral más importante en el Oligoceno, seguida de las esmectitas e interestratificados, mientras que, durante el Burdigaliense el mineral más importante son las esmectitas, seguida de illita e interestratificados I/S. La caolinita y clorita aparecen a lo largo de toda la serie. La caolinita es más abundante en el Oligoceno que en el Burdigaliense, mientras que la clorita presenta sus mayores porcentajes durante el Burdigaliense. Se ha observado paligorskita dispersa a lo largo de toda la serie, aunque su presencia de forma sistemática se produce al final del Oligoceno y durante todo el Burdigaliense, coincidiendo con los valores más altos de esmectitas y clorita, y más bajos de interestratificados I/S.

Las características mineralógicas de esta serie se recogen en la Figura 23 y en el Anexo I.

#### II.1.5. UNIDAD DE ZAFARRAYA.

La Unidad de Zafarraya, en su conjunto, se corresponde a una alineación montañosa de dirección E-W al Sur de la localidad de Zafarraya (límite de las provincias de Málaga y Granada). Esta unidad está formada por materiales mesozoicos y terciarios. Sobre estos materiales mesozoicos, se sitúan en clara discordancia, los materiales terciarios que a su vez están cabalgados por los materiales del Complejo Colmenar-Periana al Sur.

Esta unidad fue definida por Vera, (1969) y posteriormente tratada aunque no estudiada en profundidad por Peyre (1974). Mathis (1974) definió la serie terciaria de la Unidad de Zafarraya como otra unidad independiente, dándole el nombre de Unidad de Santana y definiéndola como una unidad superpuesta a los materiales, que él mismo definió, como Flysch del Complejo de Colmenar-Periana.

##### **a) Sector de Zafarraya.**

Este sector se sitúa en la trinchera de la carretera de Loja a Torre del Mar, en la provincia de Málaga, aflorando desde los kilómetros 52,5 hasta el 53,5 de la misma, en las proximidades del Cortijo Aguilar (Figura 24).

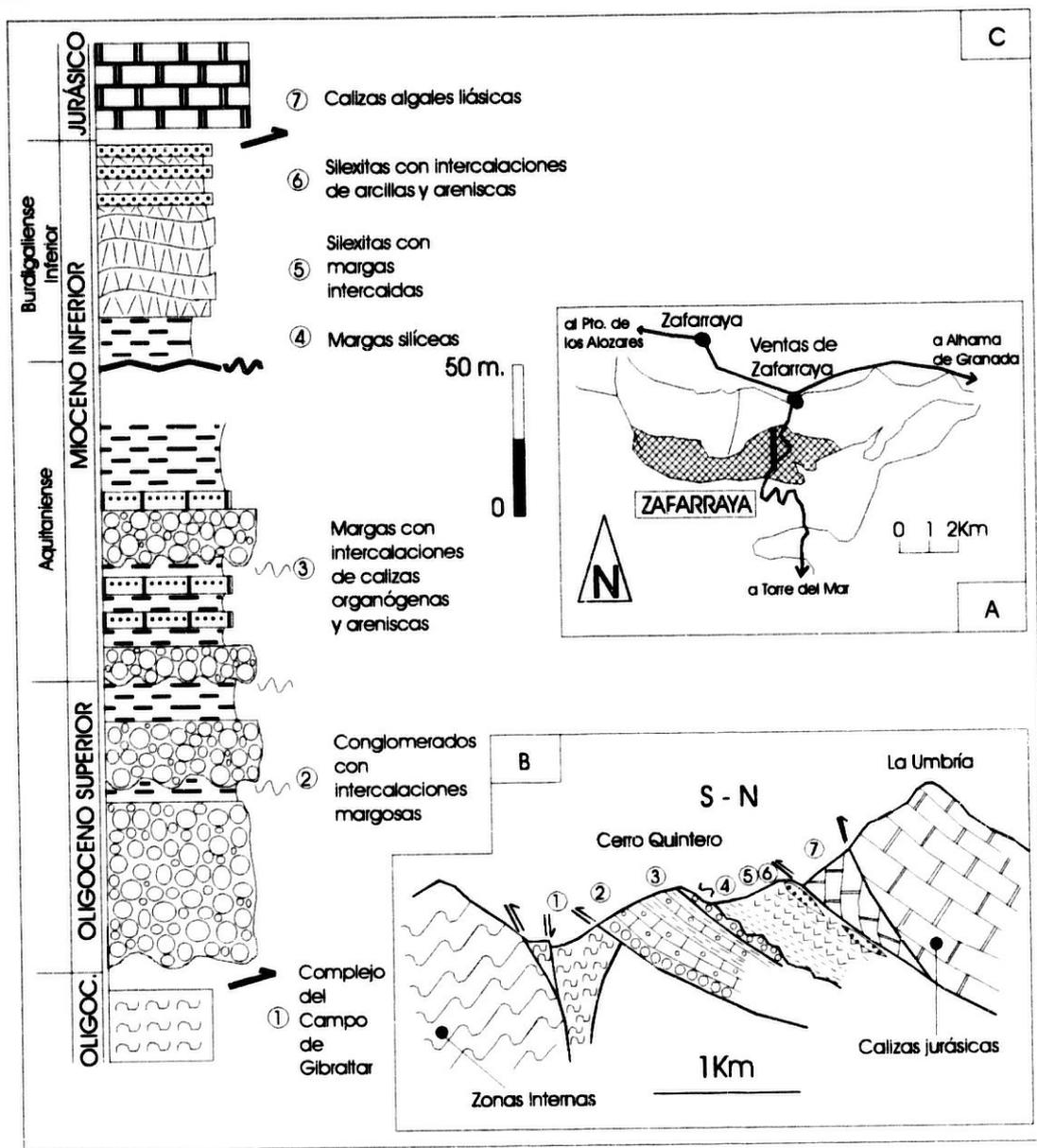


Figura 24. Sector de Zafarraya. A: Localización geográfica y extensión cartográfica de los materiales estudiados. B: Corte geológico. C: Columna litoestratigráfica, con la descripción de los distintos tramos.

Los materiales terciarios se disponen formando una serie normal buzante al Sur en discordancia erosiva sobre el Jurásico calcáreo-margoso y el Cretácico margoso indistintamente, cabalgando a las unidades del Complejo de Flysch de Colmenar-Pariana situadas al Sur. Los materiales jurásicos situados al Norte, a su vez, cabalgan todo el conjunto terciario, como muestra la Figura 24.

Existen, para el Terciario de la Unidad de Zafarraya diversos cortes descritos por Vera

(1969) y Rivera (1975), siendo los más importantes los de El Espino, Cerro Quintero y Santa Ana. En este trabajo se ha estudiado el de Santa Ana. La descripción de la serie terciaria de la Unidad de Zafarraya comprende los siguientes tramos:

1. A muro de los materiales estudiados aparecen los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar: Complejo de Flysch de Colmenar-Periana (Figura 24).
2. Un tramo de conglomerados con cantos redondeados y con intercalaciones margosas que son más abundantes y potentes a techo. Estos conglomerados se disponen mediante contacto cabalgante sobre las Unidades del Complejo Colmenar-Periana, disponiéndose en varios bancos con niveles de margas amarillentas y pardas intercaladas. Los bancos más basales de edad Oligoceno Superior presentan un cemento calcáreo con escasas y poco potentes intercalaciones margosas (Figura 24). En cambio los bancos superiores presentan una matriz más arcillosa e intercalaciones margosas más potentes. Se ha detectado una clara granoclasificación positiva en la disposición de los cantos, en los cuales además se suelen intercalar pequeños bancos de areniscas calcáreas y calizas detríticas con abundante fauna bentónica. Los cantos son de origen mesozoico y paleógeno (calizas, dolomias, cantos blandos de margas, algunas radiolaritas nódulos de sílex y calizas de *Microcodium*). Los bancos de conglomerados así como los tramos pelíticos suelen acuñarse lateralmente, presentando bordes irregulares a muro de carácter erosivo. La potencia de estos paquetes conglomeráticos puede alcanzar para algunos puntos hasta los 200 metros.
3. Un tramo margoso con intercalaciones de calizas y areniscas calcáreas. Estas margas presentan colores claros con algunas intercalaciones de areniscas calcáreas, que no suelen superar los 50 cm, y de pequeños bancos de microbrechas, con cemento calcáreo, que en algunos puntos pueden llegar a la decena de metros (Figura 24). Presentan estos niveles areniscosos abundante fauna bentónica del Oligoceno Superior a Aquitaniense inferior basal.
4. Un tramo de margas silíceas con pasadas de sílexitas de 1 a 2 metros de potencia (Figura 24).
5. Un tramo de sílexitas tableadas de varios metros de espesor, con niveles de margas asociadas de mayor espesor a techo (Figura 24). Este paquete de sílexitas con intercalaciones margosas, presenta en algunos puntos una potencia de unos 50 metros (Figura 24).
6. Un tramo sílexítico con niveles de areniscas y arcillas marrones que, se van haciendo más importantes a techo del tramo, hasta que desaparecen las sílexitas (Figura 24). Este tramo se sitúa de forma aparentemente concordante, aunque en detalle se observan variaciones en los buzamientos de las capas (Figura 24 y Figura 25). Estas areniscas presentan colores amarillentos de espesores medios de 50 cm y estructuras internas, como laminaciones cruzadas,

con algunas intercalaciones arcillosas de espesores reducidos. Este conjunto cuya potencia es de unos 10 metros, corresponden a los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, en concreto, el Numidoide de Martín-Algarra (1987).

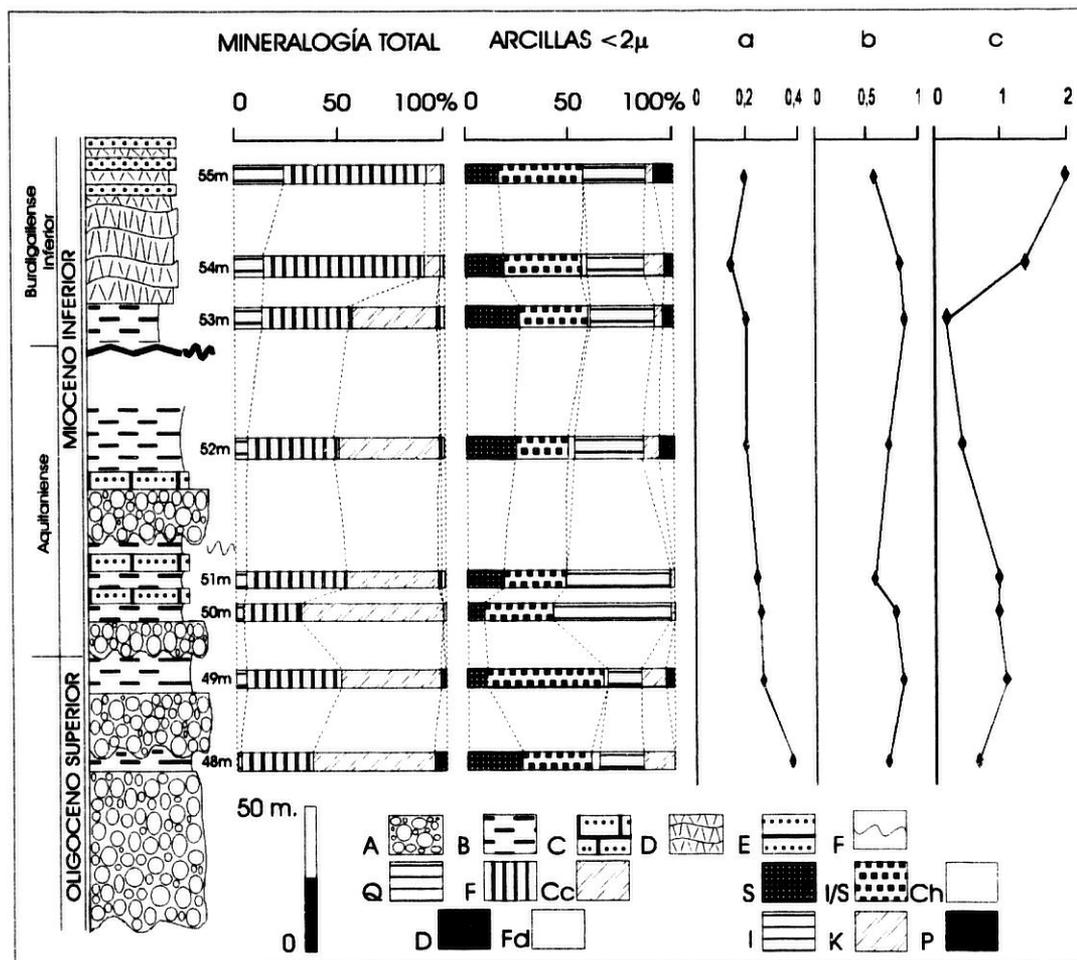


Figura 25. Columna estratigráfica, mineralogía, parámetros cristalográficos y curva relativa del nivel del mar obtenida a partir de la relación mineral (esmeclita+caolinita/illita) de la serie terciaria de la Unidad de Zafarraya. Litología: A: conglomerados poligénicos, B: margas, C: calcarenitas bioclásticas, D: silixitas, E: areniscas cuarzosas y F: discontinuidad. Mineralogía de la serie (en %): Q: cuarzo, F: filosilicatos, Cc: calcita, D: dolomita, Fd: feldespato potásico y plagioclasa, S: esmeclita; I/S: interestratificados illita-esmeclita, Ch: clorita, I: illita, K: caolinita y P: paligorskita. Columnas: a: relación  $I(100)/I(101)$  del Cuarzo, b: relación  $I(002)/I(001)$  de la illita y c: curva de variación relativa del nivel del mar.

La mineralogía total de la serie está compuesta por calcita, filosilicatos, cuarzo y cantidades menores de feldespato y dolomita (Figura 25). Los porcentajes mineralógicos son muy variables dentro de toda la serie, observándose al igual que en la serie del Gallo-Vilo, unos ciclos de deposición mineral. Estos ciclos corresponden con el Oligoceno, el Aquitaniense y el Burdigaliense. El cuarzo, filosilicatos y los feldespatos presentan sus máximos valores al comienzo de los dos

primeros ciclos, para ir disminuyendo a techo de los mismos. La calcita, en cambio, sigue una evolución opuesta, presentando porcentajes muy bajos en los términos finales del tramo de influencia numídica. En el último ciclo la tendencia general se invierte presentándose los porcentajes de cuarzo y filosilicatos al final del tramo, llegando a porcentajes superiores al 15% y 70 respectivamente en las muestras 54m y 55m de naturaleza margosa. La dolomita se ha detectado al comienzo de los dos primeros tramos, coincidiendo con la aparición de los mayores porcentajes de cuarzo y filosilicatos, detectándose únicamente y en trazas en el tramo silíceo del Burdigaliense. Dentro del tramo superior numídico, existen estudios petrográficos y mineralógicos realizados por Mathis (1974). Este autor detectó la presencia, en estas areniscas, de altos porcentajes de cuarzo y feldespatos (63 y 3 % respectivamente), al igual que la presencia de abundante de glauconita, óxidos de hierro, turmalina y rutilo. Esta mineralogía es muy similar a la encontrada en las areniscas de la Unidad del Aljibe, de edad Aquitano-Burdigaliense inferior, por Pendón y Polo (1975).

La mineralogía de las arcillas de esta serie está compuesta por interestratificados I/S, illita, esmectitas y cantidades menores de caolinita, clorita y paligorskita (Figura 25). Esta mineralogía no presentan tan claramente estos tres ciclos de deposición mineral. Durante el Oligoceno y el Aquitaniense las esmectitas y la caolinita presentan una tendencia general al aumento progresivo a techo, por el contrario la illita y los interestratificados I/S presentan un patrón totalmente opuesto, disminuyendo a techo de la serie. La clorita y paligorskita, que aparecen de forma más irregular, presentan un comportamiento distinto, por una parte, la paligorskita tiende a disminuir a techo, coincidiendo con la aparición de dolomita, y por otra la clorita tiende a aumentar progresivamente, sin llegar a valores tan altos como los aparecidos en el sector del Gallo-Vilo. Durante el Burdigaliense inferior se produce un descenso de las esmectitas a techo, mientras que los interestratificados I/S y la illita aumentan. Se produce un aumento de los valores de caolinita, constatándose la desaparición de la clorita a techo. La presencia de paligorskita se produce de forma irregular, aunque se incrementa a techo ligeramente.

Las características mineralógicas de esta serie aparecen en la Figura 25 y en el Anexo I.

## II.2. OTROS SECTORES ESTUDIADOS.

### II.2.1. SECTOR DEL CERRO DEL ÁGUILA.

Partiendo de la localidad de Antequera en dirección a Valle de Abdalajis se toma la carretera en dirección al Torcal de Antequera. Esta carretera nos lleva hasta la aldea de Nogales y siguiendo una pista en dirección Este, que parte de la aldea, paralela a un barranco, he podido realizar el corte de toda la serie. En este sector, definido por Peyre (1974) como *Elemento de Nogales*, afloran materiales del Paleoceno y del Eoceno. La Figura 26 muestra la localización geográfica, corte

geológico y columna estratigráfica de este sector.

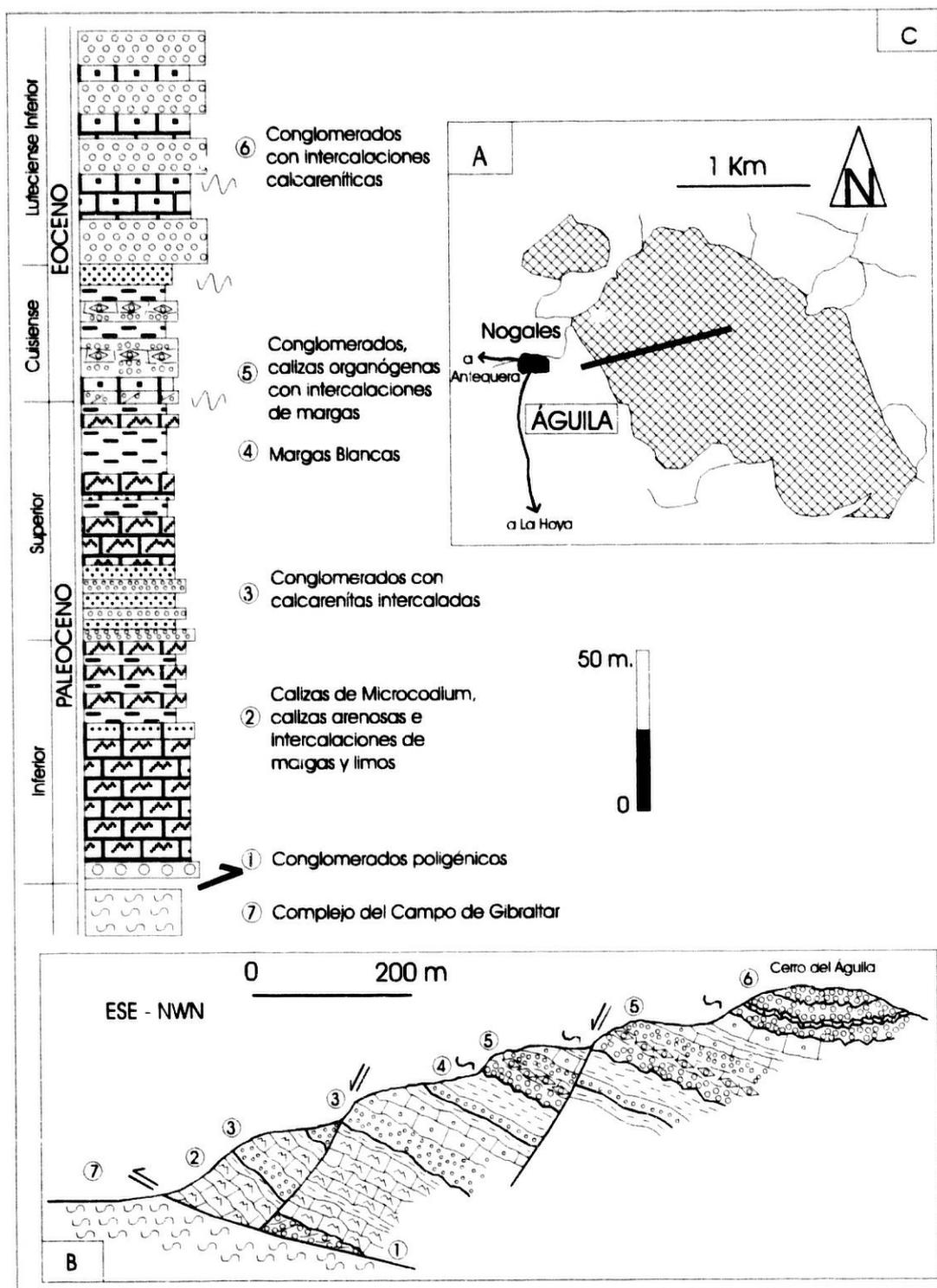


Figura 26. Sector del Cerro del Águila. A: localización geográfica y extensión cartográfica de los materiales estudiados. B: corte geológico. C: columna litoestratigráfica, con la descripción de los distintos tramos.

Estos materiales, que están englobados como un megabloque dentro de los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, se disponen estructuralmente en un sinclinal constituido por los materiales terciarios, y vergente al SE, al SW del Torcal de Antequera (Figura 26). Al Oeste del Cerro del Águila, se encuentran las mejores condiciones de afloramiento de este conjunto, el cual, presenta contactos mas o menos horizontales entre los distintos materiales. En estos he distinguido los siguientes tramos:

1. La serie comienza con un tramo constituido por conglomerados poligénicos, únicamente detectados en una sección al Norte del Cerro del Águila. Estos conglomerados se caracterizan por la presencia de cantos jurásicos y cretácicos, con una potencia escasa, nunca superior a 5 metros (Figura 26).
2. Sobre los anteriores y mediante una discordancia de carácter erosivo, descansan unos potentes bancos de calcarenitas, calizas arenosas y calizas con *Microcodium*, con pequeñas intercalaciones de areniscas, limos y margas de escaso espesor (Figura 26). Este tramo alcanza una potencia máxima aproximada de 150 metros. El color de este tramo es homogéneo, presentando en superficie tonos grisáceos y pardos mientras que en corte fresco presentan colores grises y amarillentos. Son importantes dentro de estos bancos calcáreos los cristales prismáticos de *Microcodium*, restos de materia orgánica, pequeños granos de cuarzo y sílex, al igual que pequeños fragmentos de rocas mesozoicas.
3. Un tramo de conglomerados y calcarenitas, que presenta cantos redondeados y de pequeño diámetro compuestos por calizas jurásicas, ofitas triásicas y cantos blandos cretácicos. Las calcarenitas presenta mayor potencia a techo del tramo. Se ha constatado una composición, para las calcarenitas, a base de cristales de *Microcodium* y pequeños fragmentos de rocas calcáreas. El espesor de este tramo es de 40 metros aproximadamente, con colores grisáceos en superficie (Figura 26). Debido a su naturaleza calcárea no ha sido muestreado.
4. El último tramo de edad paleocena está compuesto por un paquete de margas blancas (Figura 27). Han suministrado abundante fauna planctónica, restos de cristales prismáticos de *Microcodium* y cantidades menores de cuarzo.
5. El tramo siguiente está compuesto por unas calizas organógenas ricas en Nummulites de color claro en superficie, a los que se le asocian intercalaciones margosas de colores rosados y blanquecinos, datado como Cuisiense (Figura 26). Algunos niveles dentro de estos paquetes de calizas presentan clastos angulosos, claramente de edad jurásica, cretácica y paleocena. Todo este conjunto se coloca sobre los términos paleocenos mediante un contacto neto, aunque en detalle, pueden observarse irregularidades a la base del mismo, por lo que se supone una mínima discordancia de carácter angular con laguna asociada. Su potencia es de 50 metros.

6. El tramo superior está compuesto por conglomerados con intercalaciones calcareníticas, de 100 metros de espesor (Figura 26). Estos niveles calcareníticos presentan colores variados como: rosa, marrón y gris. Se ha observado que el número y espesor de los niveles de calcarenitas va aumentando hacia el techo de la secuencia. Este tramo ha sido datado como Luteciense inferior. Estos niveles suelen ser ricos en pequeños granos de cuarzo y restos de rocas provenientes de los terrenos mesozoicos circundantes.

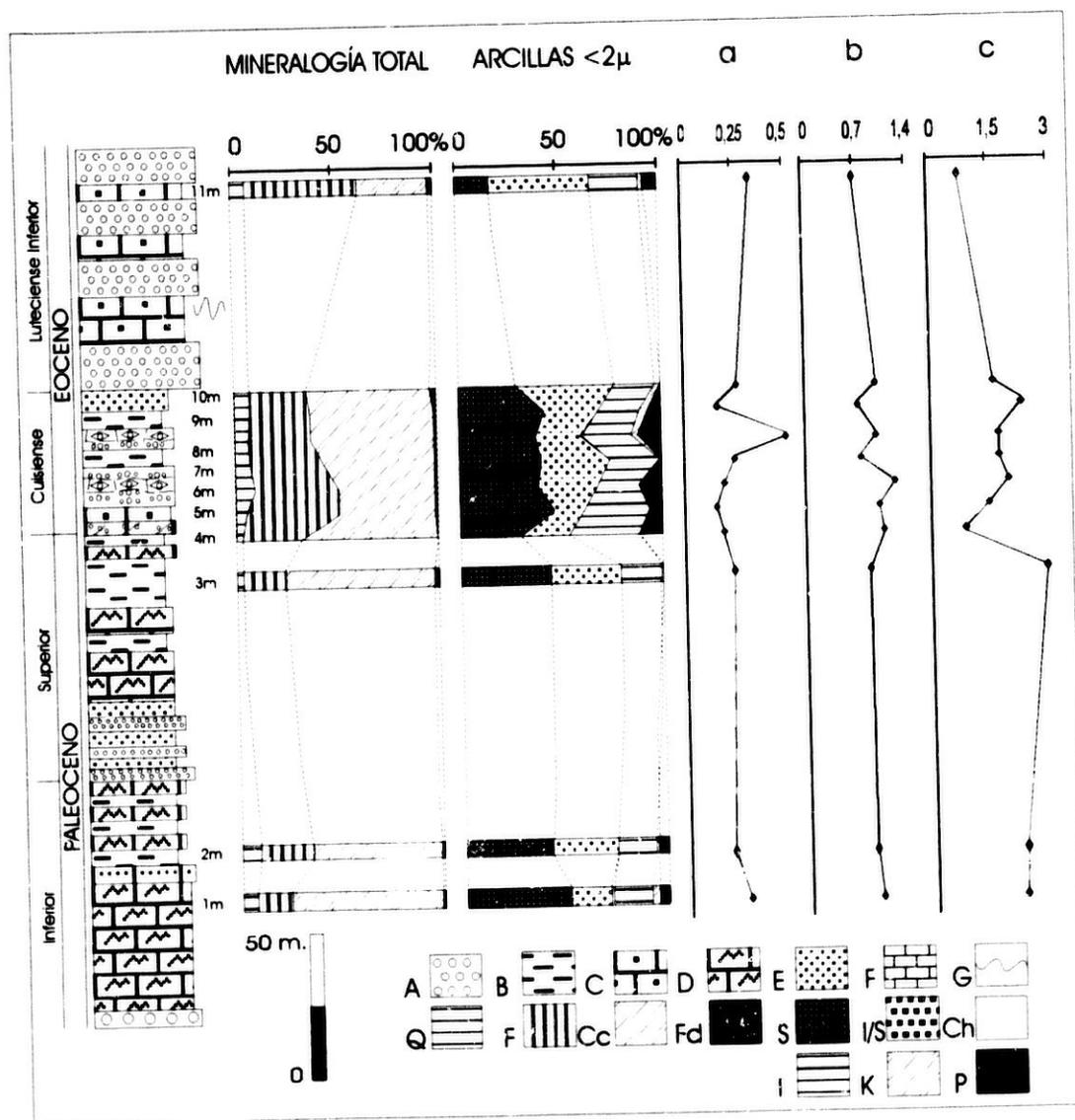


Figura 27. Columna estratigráfica, mineralogía, parámetros cristalográficos y curva relativa del nivel del mar obtenida a partir de la relación mineral (esmectita+caolinita/illita) de la serie terciaria del Complejo del Águila. Litología: A: conglomerados poligénicos, B: margas, C: calcarenitas, D: calizas de *Microcodium*, E: areniscas, F: calizas indiferenciadas y G: discontinuidad. Mineralogía de la serie (en %): Q: cuarzo, F: filosilicatos, Cc: calcita, Fd: feldespato potásico y plagioclasa, S: esmectita, I/S: interestratificados illita-esmectita, Ch: clorita, I: illita, K: caolinita y P: poligorskita. Columnas: a: relación  $I(100)/I(101)$  del Cuarzo, b: relación  $I(002)/I(001)$  de la illita y c: curva de variación relativa del nivel del mar.

## 7. Debajo de todo el conjunto definido se colocan los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar (Figura 26).

La mineralogía total para esta serie está compuesta por calcita, filosilicatos cuarzo y cantidades menores de feldespatos (Figura 27). Aunque la mineralogía es muy monótona, se han observado distintas tendencias en el comportamiento de los minerales. Estas tendencias han indicado cuatro ciclos de deposición mineral, dos de edad paleocena y dos de edad eocena. En todos los ciclos se produce un descenso de los porcentajes de cuarzo, filosilicatos y feldespatos a techo, mientras que la calcita aumenta en este sentido.

La mineralogía de las arcillas de esta serie está compuesta por esmectitas, interestratificados I/S, illita y cantidades menores de paligorskita, caolinita y clorita (Figura 27). Esta mineralogía obtenida es muy similar a la obtenida para la misma edad en las series paleocenas y eocenas de la Alta Cadena, llamando la atención el carácter tan homogéneo que presenta, en cuanto al número de fases minerales. Al igual que para la mineralogía total, se han observado cuatro ciclos de deposición mineral, para las mismas edades. Todos estos ciclos se caracterizan, por presentar una tendencia al descenso, a techo, de los porcentajes de la esmectita y la illita, mientras que los interestratificados I/S y la caolinita aumentan. La clorita aparece muy dispersa por la serie, aunque se concentra de forma más visible, al comienzo de los tramos. La presencia de paligorskita se ha constatado al comienzo del Eoceno, para ir disminuyendo hacia el final de la serie, de forma gradual.

Todas las características, acerca de la distribución mineral de esta serie, pueden verse de forma más detallada en el Anexo II y en la Figura 27.

### II.2.2. SECTOR DEL CORTIJO DE CABRITOS.

Este sector se sitúa en las inmediaciones del Cortijo de los Cabritos. Partiendo de la carretera que une la aldea de Nogales con Villanueva de la Concepción, se toma una pista un kilómetro después de pasar la aldea de La Hoya. Se trata del mejor afloramiento, de un conjunto de pequeños afloramientos de edad Oligoceno-Aquitaniense, dispersos dentro de los materiales del Campo de Gibraltar, el cual, presenta una estructura invertida monoclinal buzante al Sur. Este sector presenta una alta complejidad de estudio debido a la gran dispersión de afloramientos que presenta, aunque ya fue definido por Peyre (1974) como *Calcarenitas con Lepidicyclinas del Oligoceno*. La Figura 28 muestra la localización geográfica, corte geológico y columna estratigráfica de este sector.

La serie terciaria del Cortijo de Cabritos, que consideraré a partir de ahora continuación de la serie del Cerro del Águila, queda englobada dentro del Complejo del Águila, en bloques dispersos

dentro de los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar. En ella he podido definir dos tramos de similares características de edad Oligoceno Superior-Aquitaniense Inferior, Peyre (1974) y Martín-Algarra (1987), y cuyas características son:

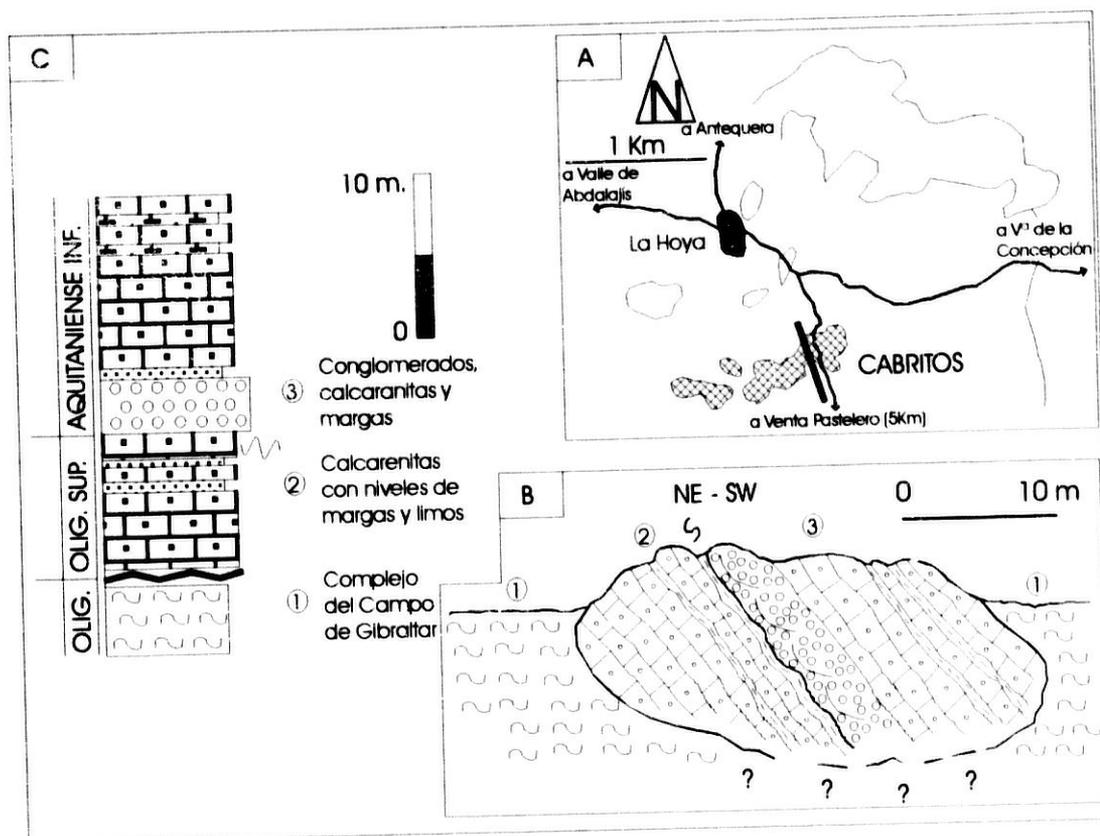


Figura 28. Sector del Cortijo de Cabritos. A: Localización geográfica y extensión cartográfica de los materiales estudiados. B: Corte geológico. C: Columna litoestratigráfica, con la descripción de los distintos tramos.

1. Los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar que incluyen al elemento del Cortijo de los Cabritos (Figura 28).
2. Los materiales Oligo-Aquitanienses, comienzan con un tramo de calcarenitas con niveles intercalados de limos y areniscas calcáreas (Figura 28). Los niveles de tamaño de grano más grueso presentan cantos de materiales mesozoicos con un alto redondeamiento. Su potencia es de 10 metros. Dentro de éste tramo se aprecia la existencia de numerosas cicatrices erosivas a muro. Hacia arriba va decreciendo la potencia de los niveles calcareníticos, incrementándose el número de niveles limosos. Este conjunto presenta colores grisáceos y amarillentos en corte fresco.
3. Un tramo superior compuesto a la base por un paquete conglomerático de 10 metros de espesor

al que le sigue un paquete de calcarenitas con intercalaciones margocalizas más abundantes a techo, que en su conjunto presenta una potencia de 15 metros (Figura 28). Este tramo se sitúa sobre el anterior de forma aparentemente concordante. Presenta colores grisáceos, mientras que las margocalizas presentan colores rojizos y pardos. Presentan una abundante fauna bentónica, compuesta principalmente por *Lepidocyclinas*.

La mineralogía total de este sector se caracteriza por la presencia de calcita, filosilicatos, cuarzo, dolomita y trazas de feldespatos (Figura 29). Se han constatado porcentajes minerales muy variados dentro de la mineralogía de este sector, pudiendo diferenciar dos ciclos de deposición mineral, de edad Oligoceno y Aquitaniense respectivamente. Ambos ciclos presentan la misma evolución, es decir, presentan cantidades de cuarzo, filosilicatos y feldespatos decrecientes a techo, mientras que la calcita aumenta en éste sentido. La presencia de dolomita se constata, en trazas, al final del ciclo Oligoceno, mientras que aparece en porcentajes próximos al 30% en la primera muestra del Aquitaniense (59m), en la cual, la calcita no supera el 10%.

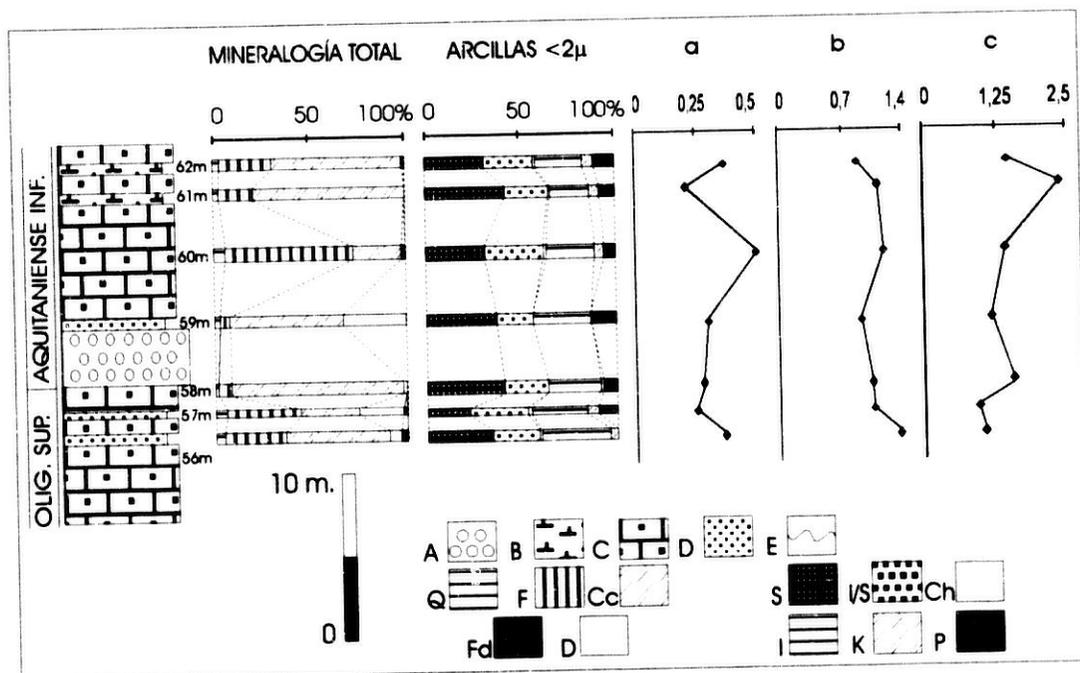


Figura 29. Columna estratigráfica, mineralogía, parámetros cristalográficos y curva relativa del nivel del mar obtenida a partir de la relación mineral (esmeclita+caolinita/illita) de la serie terciaria del elemento del Cortijo de los Cabritos. Litología: A: conglomerados poligénicos, B: margocalizas, C: calcarenitas, D: areniscas calcáreas, E: discontinuidad. Mineralogía de la serie (en %): Q: cuarzo, F: filosilicatos, Cc: calcita, Fd: feldespato potásico y plagioclasa, D: dolomita, S: esmeclita, I/S: interestratificados illita-esmeclita, Ch: clorita, I: illita, K: caolinita y P: paligorskita. Columnas: a: relación  $I(100)/I(101)$  del Cuarzo, b: relación  $I(002)/I(001)$  de la illita y c: curva de variación relativa del nivel del mar.

La mineralogía de las arcillas está compuesta por esmeclitas, illita, interestratificados I/S y

cantidades menores de paligorskita, caolinita y clorita (Figura 29). Se ha constatado la existencia de los dos ciclos mineralógicos anteriormente descritos, para la misma edad. En estos ciclos se produce un aumento de las cantidades de la esmectita y la caolinita a techo de los mismos, mientras que la illita y los interstratificados I/S decrecen. La clorita aparece sólo en la primera muestra de edad Aquitaniense inferior (Figura 29). La presencia de la paligorskita se produce en mayores porcentajes en el segundo ciclo, presentando sus valores más altos, coincidiendo con la muestra 59m, que presenta el mayor porcentaje de dolomita y los más bajos de interstratificados I/S. Esta asociación conjunta de paligorskita y dolomita, recuerda a la encontrada en el sector de Zafarraya.

Las características mineralógicas de este sector aparecen en la Figura 29 y en el Anexo II.

### II.2.3. SECTOR DE LA HOYA.

El corte se sitúa en la carretera de La Hoya a Villanueva de la Concepción, a un kilómetro saliendo de La Hoya (Figura 30). En este lugar, afloran estos materiales, formando bloques dispersos dentro de los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar (Figura 30). Este afloramiento es el situado más al Sur de los estudiados en este trabajo, estando compuesto por materiales del Burdigaliense inferior, representados por silexitas y margas. Como para el sector de Cabritos, he considerado también a éste, como continuación de la serie terciaria del Complejo del Águila.

La serie está compuesta por niveles de margas a muro y de silexitas a techo que se colocan encima de los materiales del Campo de Gibraltar, como se muestra en la Figura 30. Los tramos de este sector son:

1. Englobando a los sedimentos burdigalienses aparecen los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar (Figura 30).
2. Sobre los anteriores, se dispone un tramo inferior compuesto por margas de carácter cuarzoso de colores claros y aspecto pulverulento (Figura 30).
3. Un tramo superior compuesto por silexitas con intercalaciones de tufitas de aspecto más compacto y menos pulverulento que las margas (Figura 30). Presentan en superficie colores amarillentos y grisáceos con signos de alteración y presencia de pátinas de óxidos.

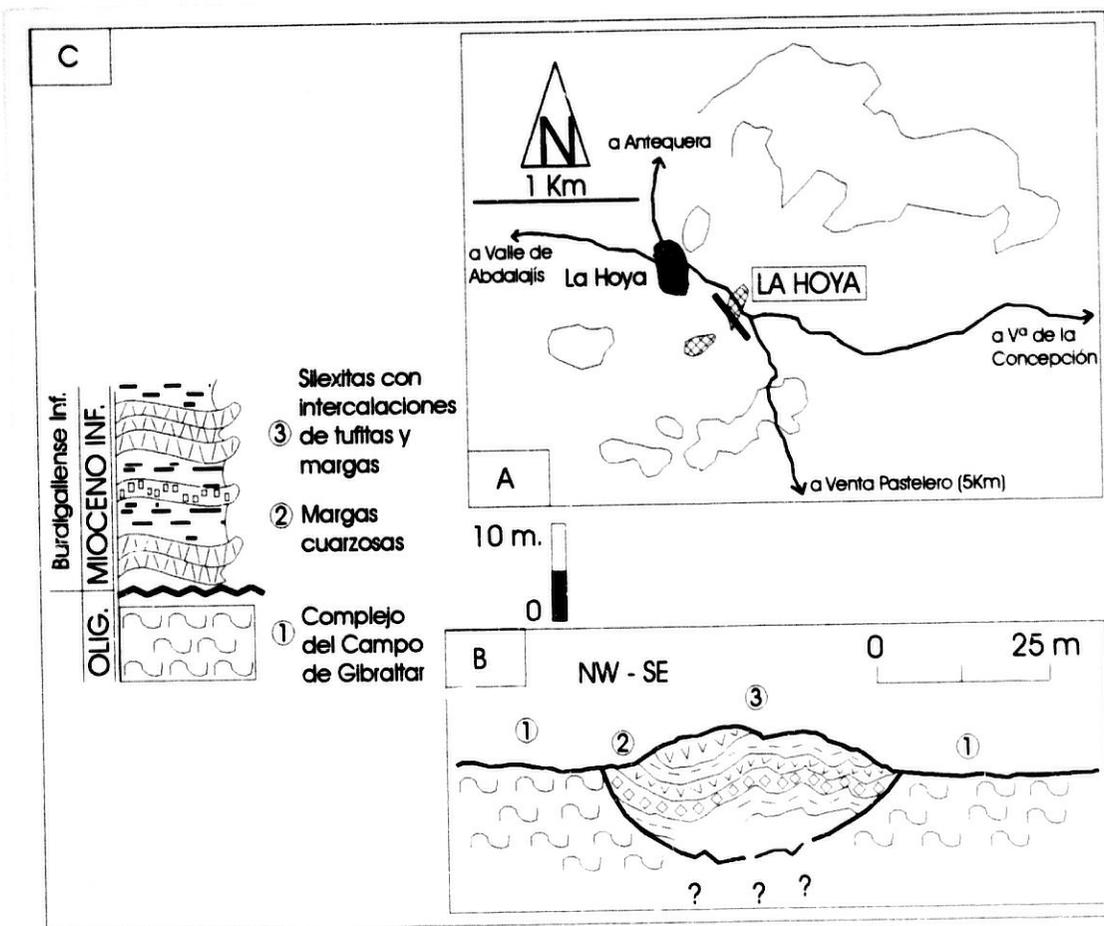


Figura 30. Sector de La Hoya. A: Localización geográfica y extensión cartográfica de los materiales estudiados. B: Corte geológico. C: Columna litoestratigráfica, con la descripción de los distintos tramos.

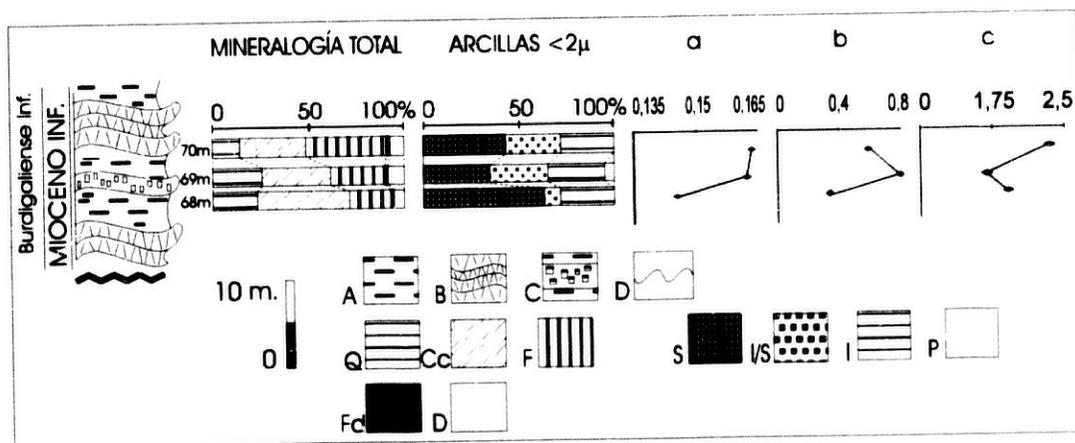


Figura 31. Columna estratigráfica, mineralogía, parámetros cristalográficos y curva relativa del nivel del mar obtenida a partir de la relación mineral (esmeclita+caolinita/illita) de la serie terciaria del elemento de La Hoya. Litología: A: margas, B: silexitas, C: tuffitas, D: discontinuidad. Mineralogía de la serie (en %): Q: cuarzo, F: filosilicatos, Cc: calcita, D: dolomita, Fc: feldespato potásico y plagioclasa, S: esmeclita, VS: interestratificados illita-esmeclita, I: illita y P: paligorstita. Columnas: a: relación  $I(100)/I(101)$  del Cuarzo, b: relación  $I(002)/I(001)$  de la illita y c: curva de variación relativa del nivel del mar.

La mineralogía total de este sector, al igual que para los dos sectores anteriores, presenta características similares a la que presentan las series de esta edad en la Alta Cadena. Dicha mineralogía está compuesta por calcita, filosilicatos, cuarzo, dolomita y cantidades menores de feldespatos (Figura 31). Se ha observado al comienzo del sector, cantidades altas de cuarzo y calcita, mientras que los filosilicatos presentan porcentajes bajos. A techo de la serie disminuyen los porcentajes de cuarzo y calcita, aumentando los de filosilicatos. La presencia de dolomita ha sido constatada a lo largo de la serie, aunque sus porcentajes más elevados van desde la mitad, hacia arriba de la serie.

La mineralogía de las arcillas está compuesta por esmectitas, illita, interestratificados I/S y paligorskita (Figura 31). Se ha detectado un descenso a techo de los porcentajes de esmectitas. Por el contrario, mientras que los interestratificados I/S aumentan, la illita permanece más o menos constante a lo largo de la serie. La presencia de paligorskita se ha dado, coincidiendo con la máxima aparición de dolomita, aunque sólo ha aparecido en una muestra.

Las características mineralógicas de la serie aparecen en la Figura 31 y en el Anexo II.

#### II.2.4. SECTOR DE TAJO ALMARADO.

A este afloramiento se accede por una pista, que parte a la derecha de la carretera, que une Antequera con la localidad de Nogales. A tres kilómetros por este camino se llega al afloramiento de Penibético, donde aparecen en el fondo del Barranco de Tajo Almarado, dichos materiales terciarios. Estos materiales afloran sin que se aperciba ningún tipo de discontinuidad estratigráfica entre ellos, aunque Martín-Algarra y Martínez-Gallego (1984), describieron la existencia de una laguna estratigráfica a la base del Paleoceno. Se trata de una serie pelágica que en algunos tramos presenta sedimentos de carácter más somero. La Figura 32 muestra la localización geográfica, el corte geológico y la columna estratigráfica de este sector.

Estos materiales se disponen estructuralmente en continuidad estratigráfica sobre un Cretácico de facies en capas rojas con un alto buzamiento hacia el Sur. Sobre estos materiales (cretácicos y terciarios) del Penibético, y de forma indiferenciada, aparecen cabalgando materiales del Complejo del Campo de Gibraltar. Se han reconocido en este sector los siguientes tramos:

1. La serie comienza con unos materiales del Cretácico Superior, compuestos por margas y margocalizas, de colores rojizos claros en superficie (Figura 32).

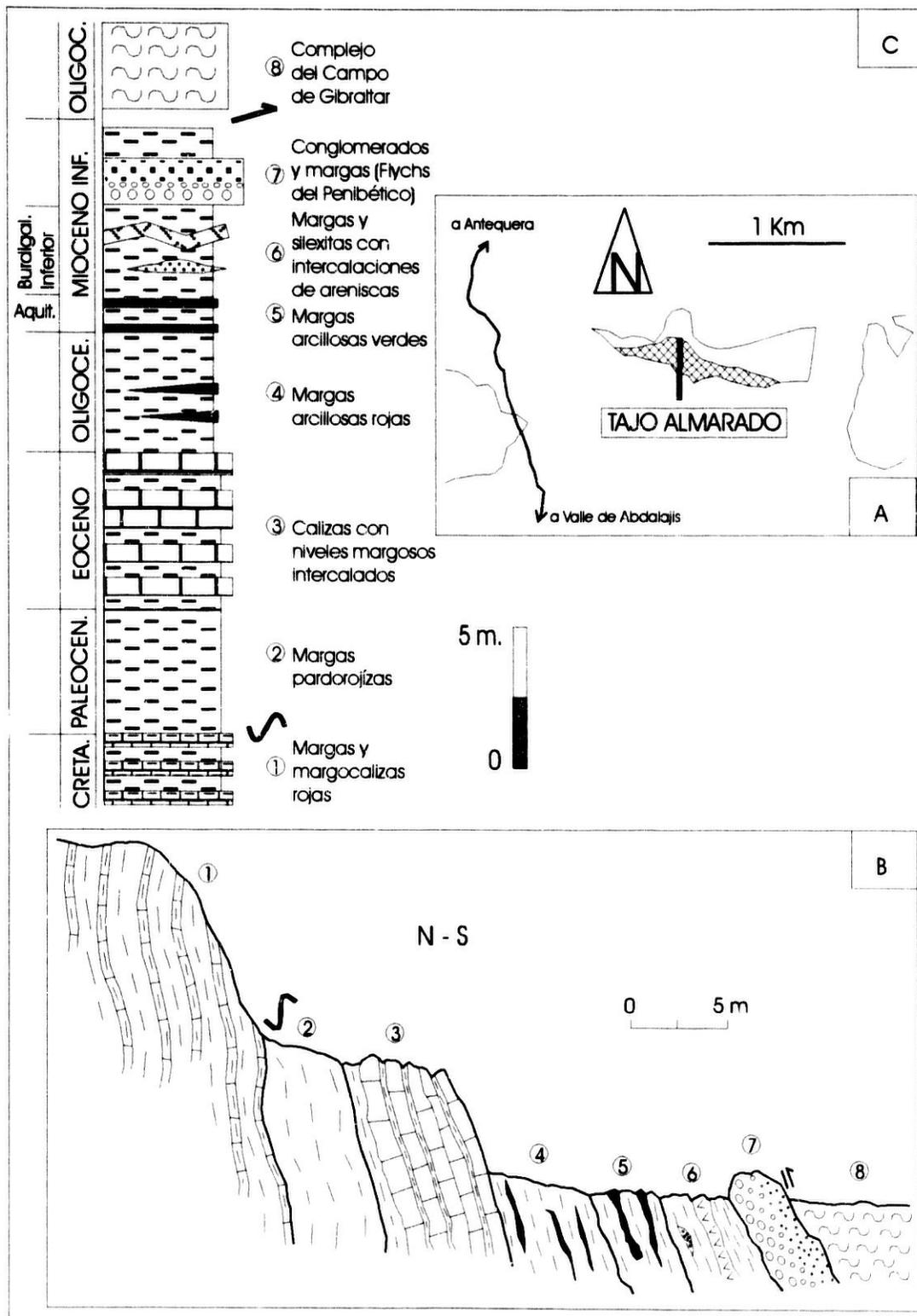


Figura 32. Sector de Tajo Almarado. A: Localización geográfica y extensión cartográfica de los materiales estudiados. B: Corte geológico. C: Columna litoestratigráfica, con la descripción de los distintos tramos.

2. Sobre los anteriores y separados por la presencia de una laguna estratigráfica que afecta a las dos primeras biozonas de foraminíferos planctónicos del Paleoceno (Martín-Algarra y Martínez-Gallego, 1984), descansan unos niveles de margocalizas muy arcillosas de color rojo pardo en superficie y pardo en corte fresco de unos siete metros de potencia (Figura 32). Según los datos de los autores anteriormente citados, la edad de este tramo es de Paleoceno inicialmente y Eoceno Inferior al final del mismo.
3. El siguiente tramo está compuesto de calizas poco compactas y niveles muy finos de margas variegadas intercaladas, de edad eocena. Su potencia es de unos 6 metros (Figura 33).
4. Este tramo está compuesto por margas arcillosas rojizas con niveles de arcillas intercalados, datados respectivamente como Oligoceno y Aquitaniense. La potencia de este tramo es de unos 6 metros (Figura 32).
5. Este nivel, al igual que el anterior, está compuesto por margas, con mayor número de intercalaciones arcillosas que el tramo anterior. Presenta un color verde, habiendo sido datado como Aquitaniense, y presentando una potencia de unos dos metros (Figura 32).
6. El siguiente tramo de edad Burdigaliense inferior está compuesto por margas grisáceas con intercalaciones de arenas, con pequeños cantos arcillosos de color verde, a muro y de silixitas de colores claros con pátinas de óxidos a techo (Figura 32).
7. El último tramo está compuesto por unos conglomerados con cantos pequeños y muy redondeados, conocidos como el Flysch del Penibético. Presentan una potencia de dos metros, resaltando en al relieve (Figura 32). Destaca en este nivel el reconocimiento de elementos provenientes de la erosión de una plataforma carbonatada de edad probablemente Aquitaniense, como se pone de manifiesto por la presencia de restos de *Miogypsinas* dentro de sus cantos.
8. Sobre toda la serie descansan las distintas unidades del Complejo del Campo de Gibraltar, cabalgando a las mismas (Figura 32).

La mineralogía total de este sector está compuesta por calcita, filosilicatos, cuarzo, dolomita y cantidades menores de feldespatos (Figura 33). Se han obtenido porcentajes mineralógicos muy constantes hasta el Oligoceno. A partir de éste momento, y hasta el final de la serie, se detectan variaciones porcentuales importantes en las fases minerales. Para los tramos iniciales se observa que las proporciones son muy constantes, aunque se produce un ligero aumento del cuarzo y de los feldespatos a techo. La calcita y los interstratificados I/S presentan una tendencia inversa, o sea, al descenso. Durante el Oligoceno, y hasta el final de la serie se han constatado dos ciclos mineralógicos, uno de edad Oligoceno-Aquitaniense y otro de edad Burdigaliense. Estos ciclos

presentan tendencias mineralógicas opuestas. En el primero se produce un aumento, a techo, de cuarzo, filosilicatos y feldespatos, mientras que la calcita disminuye claramente en este sentido. En el segundo se produce el fenómeno opuesto, es decir, aumenta la calcita a techo y disminuyen los filosilicatos, el cuarzo y los feldespatos. La presencia de dolomita ha sido constatada durante toda la serie, aunque presenta dos momentos en los que sus porcentajes son relevantes, durante el Eoceno y durante el Aquitaniense y el Burdigaliense.

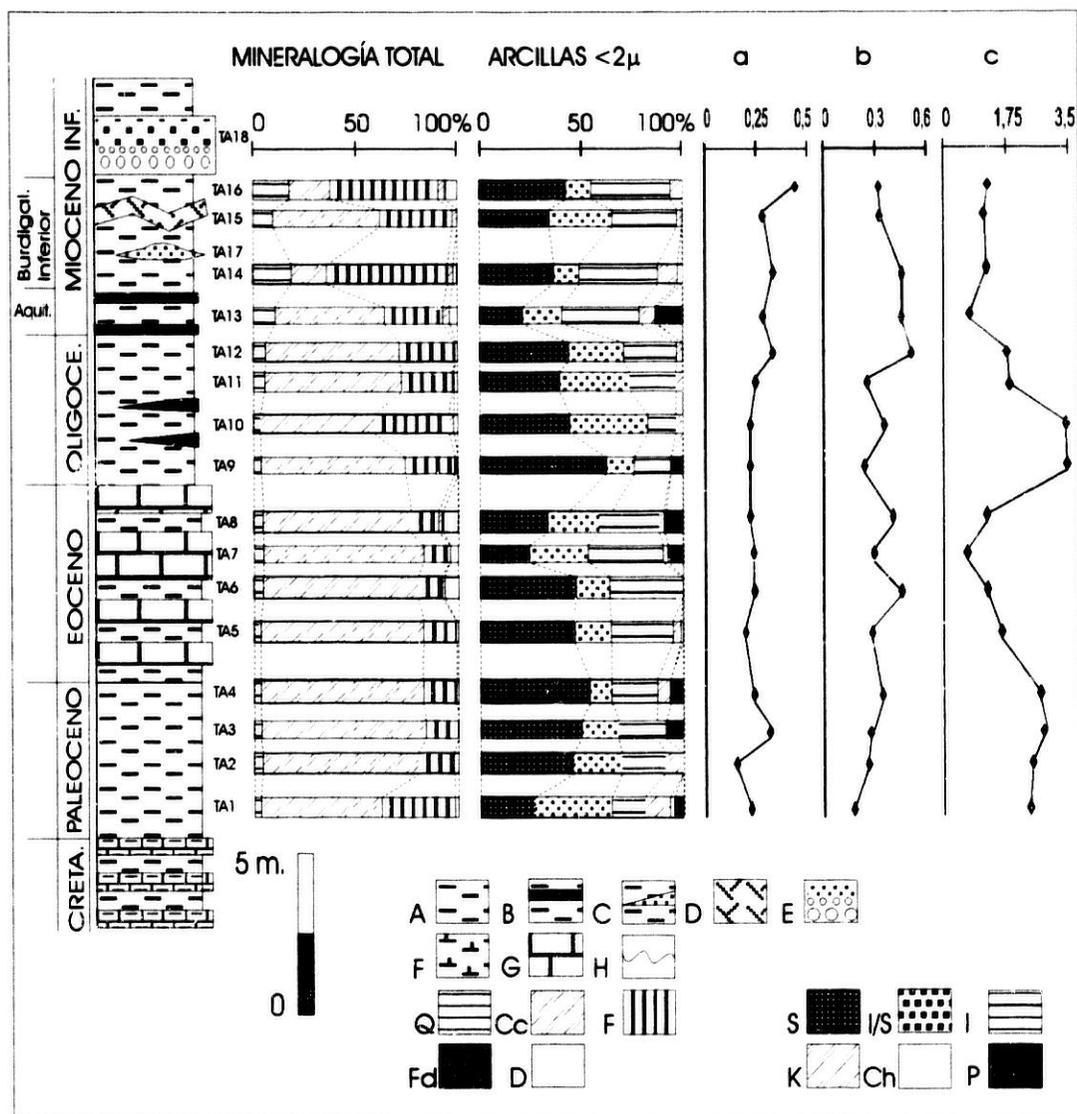


Figura 33. Columna estratigráfica, mineralogía, parámetros cristalográficos y curva relativa del nivel del mar obtenida a partir de la relación mineral (esmeclita+caolinita/illita) de la serie terciaria de la Unidad de Tajo Almarado. Litología: A: margas, B: margas con intercalaciones arcillosas, C: margas con intercalaciones de areniscas, D: silixitas, E: areniscas del Flysch del Penibético. Mineralogía de la serie (en %): Q: cuarzo, F: filosilicatos, Cc: calcita, Fd: feldespato potásico y plagioclasa, D: dolomita, S: esmeclita; I/S: interestratificados illita-esmeclita, I: illita, K: caolinita, Ch: clorita y P: paligorskita. Columnas: a: relación  $I(100)/I(101)$  del Cuarzo, b: relación  $I(002)/I(001)$  de la illita y c: curva de variación relativa del nivel del mar.

La mineralogía de las arcillas para esta serie está compuesta por esmectitas, illita, interestratificados I/S, illita y cantidades menores de caolinita, paligorskita y clorita (Figura 33). A diferencia de lo que ocurre con la mineralogía total, en la que he observado tres ciclos de deposición mineral (Paleoceno-Eoceno, Oligoceno-Aquitaniense y Burdigaliense), aquí he observado cuatro, ya que el Paleoceno y Eoceno, han mostrado tendencias mineralógicas diferentes. Las esmectitas presentan una tendencia durante el Paleoceno al aumento, al descenso durante el Eoceno y Oligo-Aquitaniense y de aumento, otra vez, durante el Burdigaliense. La illita y los interestratificados I/S presentan de forma general, una tendencia opuesta, para cada ciclo, respecto a la presentada por las esmectitas. La clorita, sólo aparece de forma muy esporádica sólo al comienzo del Paleoceno y durante el Burdigaliense. La caolinita, que aparece durante toda la serie, presenta sus porcentajes más altos durante el Paleoceno, comienzos del Eoceno y a lo largo del Burdigaliense. La distribución de la paligorskita se produce coincidiendo con los tramos superiores del Paleoceno y del Eoceno. También se ha detectado durante el Aquitaniense. Su aparición, para todos los casos, se produce coincidiendo con los valores más altos de la dolomita en la serie, es decir, durante el Paleoceno superior, el Eoceno y durante el Aquitaniense, no habiéndose detectado durante el Burdigaliense.

Los porcentajes mineralógicos de esta serie se recogen en la figura 33 y en el Anexo II.



**Parte Tercera:**  
**ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y**  
**MINERALÓGICO**



4.5

2.8

2.5

5.0

3.2

2.2

5.6

3.6

2.0

6.3

4.0

1.8

7.1

8.0

9.0

10

11.2

12.5

14.3

16

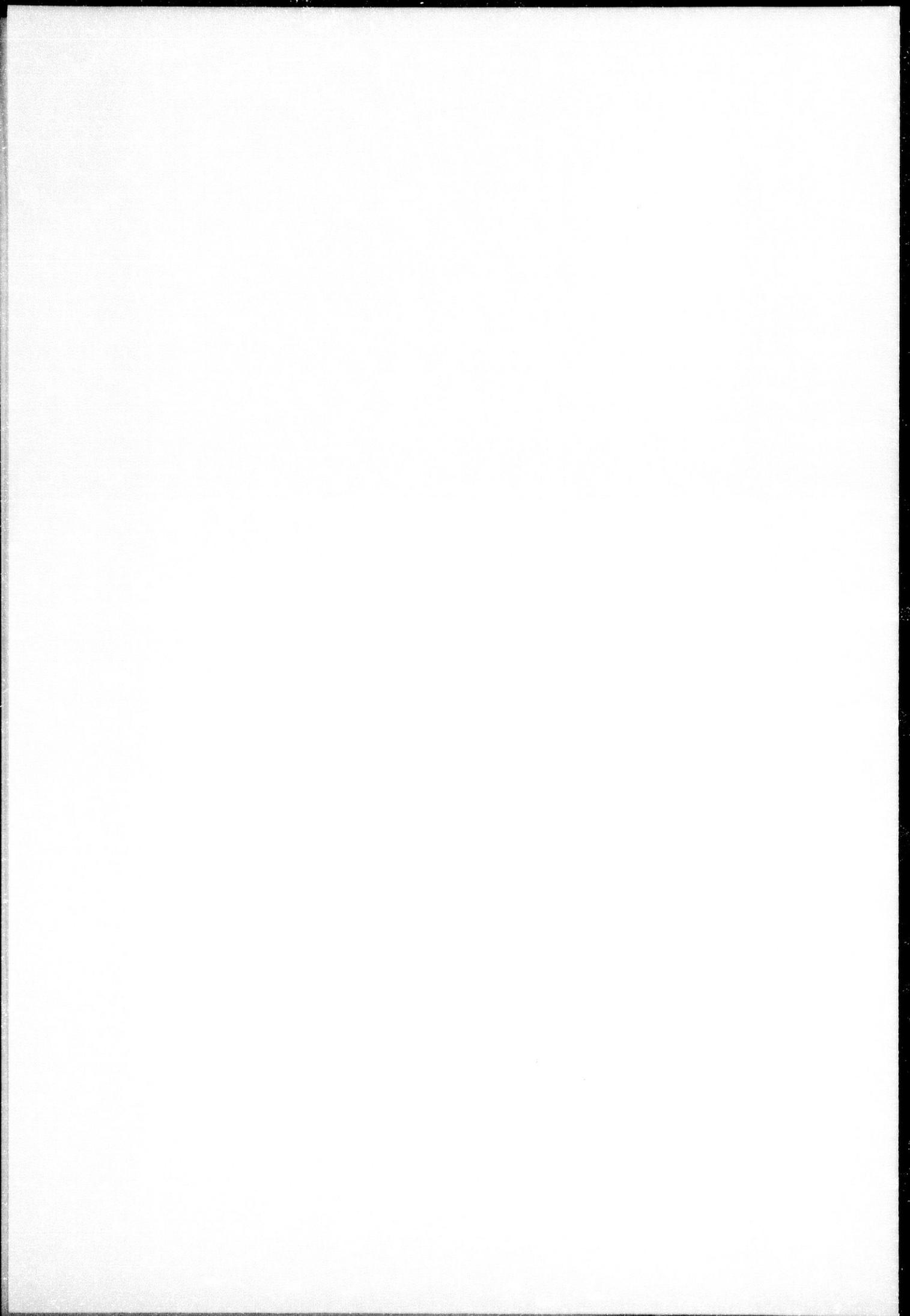
18

20



MICROCOPY RESOLUTION TEST CHART  
NATIONAL BUREAU OF STANDARDS  
STANDARD REFERENCE MATERIAL 1010a  
(ANSI and ISO TEST CHART No. 2)

**Parte Tercera:**  
**ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y**  
**MINERALÓGICO**



### III. EL CICLO SEDIMENTARIO DEL TERCIARIO DE LA ALTA CADENA.

#### III.1. INTRODUCCION.

En este capítulo se van a mostrar los resultados del estudio estratigráfico, mineralógico y la evolución sedimentaria de la región de la Alta Cadena durante el Terciario, describiendo las principales características estratigráficas y sedimentarias de dichos materiales. Se hace necesario, antes de entrar en otras consideraciones, conocer las características de los materiales mesozoicos, ya que las conclusiones sedimentológico-estratigráfico-mineralógicas dependerán, en cierta medida, de las características de dichos materiales.

La Alta Cadena ha sido asignada por su posición tectónica al Subbético Interno (Azema *et al.*, 1979). Aunque para algunos autores, su pertenencia al Subbético Medio, quedaba justificada por la presencia de series mesozoicas calcareo-margosas con niveles radiolaríticos (Martín-Algarra, 1987). Cruz Sanjulián (1974) llegó a encuadrarla dentro de lo que él denominó el Subbético Ultrainterno, ya que sus facies, principalmente margosas, le proporcionaban características de serie de surco y, por tanto, la asoció a una posición de transición al surco de los Flysch.

En este dominio se constata la aparición de un Triásico en facies germánicas, compuesto por arcillas rojas y areniscas, al que le sigue una potente serie del Liásico compuesta por dolomías y calizas masivas. El resto del Jurásico está compuesto por una serie típica de surco en la que predominan los materiales margosos, margocalizos, radiolaríticos, calizas con sílex y turbiditas calcáreas. El Cretácico Inferior se caracteriza por la presencia de calizas margosas y margocalizas con *Aptychus*.

Sin embargo, hay que reseñar la existencia de otros materiales mesozoicos, atribuidos por distintos autores a otros dominios paleogeográficos. A las series de Sierra Gorda de Loja y Zafarraya se les ha atribuido clásicamente un origen ligado al Subbético Interno (Rivas *et al.*, 1979). La serie de Zafarraya, al igual que la Alta Cadena, ha presentado problemas de asignación en lo relativo a su asignación paleogeográfica al Subbético Interno (Rivas *et al.*, 1979) o su pertenencia a un Subbético Ultrainterno (Cruz Sanjulián, 1974). La serie de Zafarraya presenta un Triásico en facies alpinas claramente diferente del germánico que presentan las unidades típicas del Subbético. La serie liásica evoluciona de igual forma que un Subbético típico. El resto del Jurásico presenta grandes diferencias entre una serie y otra, ya que en Zafarraya se desarrollan facies típicas de surco (calizas con sílex, margas, radiolaritas y turbiditas calcáreas) y, en Sierra Gorda, durante éste periodo se desarrollan facies típicas de umbral, que en momentos determinados estuvieron sin depósito, lo que indicaría una posible emersión (calizas oolíticas-oncolíticas, calizas de filamentos y calizas nodulosas). Durante el Cretácico la evolución paleogeográfica es similar, homogeneizándose

todas las series y depositándose en ambos dominios facies pelágicas profundas (calizas margosas y margocalizas).

Otras series estudiadas son las pertenecientes al dominio del Penibético (Martín-Algarra, 1987), las cuales, presentan un Triásico en facies germánicas. El Jurásico presenta facies de umbral compuestas por calizas oolíticas y calizas nodulosas, para pasar a presentar facies profundas durante el Cretácico y el Terciario, con el desarrollo de depósitos margoso-calcáreos.

Los materiales del Terciario de la Alta Cadena han sido el objeto de este estudio y al que se va a dedicar el resto de este apartado. Estos comprenden edades que van desde el Paleoceno Inferior al Burdigaliense Inferior, englobados dentro de un único Ciclo Sedimentario de naturaleza preorogénica. Tras el reconocimiento de superficies de discontinuidad, como se ha mostrado en el capítulo anterior, se ha organizado este registro sedimentario del Terciario en siete Secuencias Deposicionales (S.D.): S. D. del Paleoceno Inferior, S. D. del Paleoceno Superior, S. D. del Eoceno Inferior *s.l.*, S. D. del Eoceno Medio *s.l.*, S. D. del Oligoceno Superior, S. D. del Aquitaniense inferior y S. D. del Burdigaliense inferior. Hay que aclarar que las seis primeras Secuencias Deposicionales fueron ya definidas con anterioridad como tres únicas Secuencias Deposicionales de edad Paleoceno e Ilerdiense medio-Luteciense inferior y Oligoceno Superior-Aquitaniense inferior (Alcalá-García *et al.*, 1997 b). Dentro de la S. D. del Paleoceno Superior y del Eoceno Inferior *s.l.* se han definido, para ambas, dos parasecuencias, mientras que en la S. D. del Oligoceno Superior se han diferenciado tres. He elevado, por tanto, al rango de "Megasecuencias" las tres primeras secuencias deposicionales definidas por Alcalá-García *et al.* (1997 b).

No ha sido objeto en este estudio definir formalmente formaciones, ya que la complejidad estructural del área de estudio y la baja calidad de los afloramientos no lo ha permitido, no obstante, sí se indican los lugares de mejor exposición de las secuencias deposicionales. A continuación se describirán las características principales de cada secuencia deposicional terciaria, agrupadas en tres "Megasecuencias Deposicionales" de edad Paleoceno, Eoceno Inferior-Medio *s.l.*, Oligoceno Superior-Aquitaniense inferior, y una secuencia deposicional de edad Burdigaliense inferior.

### **III.2. A PROPOSITO DEL COMPLEJO DEL ÁGUILA.**

Este complejo está constituido por una serie de afloramientos dispersos en la región de Valle de Abdalajis (Cerro del Águila, Cortijo de Cabritos, La Hoya, etc.) que se sitúan sobre materiales del Complejo del Campo de Gibraltar (Peyre, 1959 y 1974). Existen varias teorías emitidas acerca de la patria de estos materiales. La primera de ellas, agrupa y define a estos sedimentos junto a otros del Rincón de Estepona, en las denominadas Unidades tipo Argüelles (Didon, 1969). Éstas tendrían un origen ligado a la transición de las Zonas Internas Bético-

Rifeñas, ligadas al surco de los Flysch (Predorsaliense de Olivier, 1984). Partidarios de esta hipótesis son Didon (1969), Durand-Delga (1972), Didon *et al.*(1973), Didon (1977), Bourgois (1978) y Olivier (1984). Martín-Algarra (1987) mantiene la denominación de series tipo Argüelles, pero atribuye un posible origen ligado a los Rondaides (Zonas Internas Béticas). Finalmente, para Peyre (1974) la serie del Complejo del Águila-Cabritos-La Hoya presentaría gran similitud a la mostrada por los terciarios de la Alta Cadena, aunque no les propone ninguna patria paleogeográfica.

En un trabajo reciente Alcalá-García *et al.* (1997 a), en base al estudio mineralógico de la serie de Argüelles en el Rincón de Estepona, atribuyen un origen ligado a las Zonas Externas Béticas, más concretamente, ligado a la erosión de una serie Subbética con un Jurásico calcáreo (Umbral pelágico). Dada su posición tectónica invertida a techo del edificio tectónico del Complejo del Campo de Gibraltar (Numídico) del Rincón de Estepona, proponen al Penibético como el dominio probable que se desmantelaba durante el periodo de formación de la Unidad de Argüelles. Para estos autores el emplazamiento de esta unidad estaría ligada al encajamiento de las Zonas Internas sobre las Zonas Externas durante el Burdigaliense. Estos autores no constatan, en ningún caso, la existencia de minerales que puedan indicar un origen ligado a las Zonas Internas Béticas en dicha serie, aunque sí al Numídico (Martín-Algarra, 1987) a partir del Aquitaniense inferior.

En el caso de la serie de Águila-Cabritos-La Hoya su explicación es mucho más fácil, dada su proximidad a la Alta Cadena y, más si se tiene en cuenta que su series se asemejan notablemente a las series terciarias descritas para los diferentes sectores de la Alta Cadena, como ya indicó Peyre (1974). Su mineralogía indica el desmantelamiento progresivo de una serie ligada a las Zonas Externas (no se constata en ningún momento la existencia de minerales ligados a las Zonas Internas Béticas), con un Jurásico mixto margoso-calcáreo (como se verá en el capítulo dedicado a la paleogeografía). De esta forma, en éste trabajo, éste complejo será incluido en el estudio de las series terciarias de la Alta Cadena, como un elemento de plataforma distal dentro de ella.

### **III.3. A PROPOSITO DE LA SERIE DE TAJO ALMARADO (PENIBÉTICO).**

Esta serie se localiza al norte de la región del valle de Abdalajís. Se encuentra cabalgada por materiales del Complejo del Campo de Gibraltar (Didon, 1969; Peyre, 1974; Martín-Algarra, 1987). La situación exacta del afloramiento, así como su columna estratigráfica y diferentes tramos, puede observarse en la Figura 32. Según las reconstrucciones paleogeográficas de Martín-Algarra (1987) el Penibético constituye el dominio Subbético más interno y en transición al surco de los Flysch. En la región de la Alta Cadena se reconocen materiales penibéticos cabalgados por materiales de los

distintos sectores de la Alta cadena s.s. En otros casos se reconoce una transición entre ambos dominios. Todo esto permite pensar en el Penibético como un dominio conectado lateralmente a la Alta Cadena. A nivel del Terciario, la serie penibética más cercana a la Alta Cadena que presente una serie completa es la de Tajo Almarado, que será considerada como la representación de la cuenca a la que transicionaba lateralmente la plataforma de la Alta Cadena. Se ha escogido la serie de Tajo Almarado en este estudio y no las series terciarias del Penibético de la Alta Cadena (Los Tajos, Venta de los Donajos, etc.), por que éstas últimas no incluyen un registro sedimentario completo que pueda equivaler al que presenta la serie de Tajo Almarado, ya que las series penibéticas de la Alta Cadena son sólo retazos de Terciario adosados a los materiales mesozoicos que en ningún caso presentan edades superiores al Eoceno superior. Tajo Almarado además, ha sido objeto de recientes investigaciones que han datado todos sus tramos de forma muy eficaz (Martín-Algarra y Martínez-Gallego, 1984; Martín-Algarra, 1987; Martín-Pérez, 1997). Su proximidad geográfica a la Alta Cadena, ha permitido relacionar esta serie pelágica con las series más distales de plataforma de la Alta Cadena. El objeto de la elección de esta serie dentro del estudio de la Alta Cadena ha sido para calibrar, mediante la relación mineralógica propuesta por Daoudi *et al.* (1995), las variaciones relativas del nivel del mar ocurridas en una serie pelágica. El estudio mineralógico, a pesar de que el número no ha sido muy abundante, ha desvelado una similitud muy alta con los términos largos propuestos por Haq *et al.* (1988) en su curva de variación relativa del nivel del mar, confirmando que este método mineralógico es una herramienta muy útil en este tipo de análisis. Desde este punto de vista, se considerará a esta serie tectónicamente estable durante la mayor parte del Terciario.

### **III.4. LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" DEL PALEOCENO.**

#### **III.4.1. INTRODUCCION.**

Anteriormente he descrito un conjunto de sectores en la Alta Cadena donde afloran materiales paleocenos y en los que se constata una amplia variabilidad de potencias y de facies. Además de las series estudiadas en este trabajo (Buitreras, Sierra Prieta s.s., Villanueva del Rosario, Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo) y Águila (Peyre, 1969b, 1974; Delgado, 1975; Martín-Algarra, 1987), he reconocido otras series como Realengo-Rodadero y Jobo-Hondonero (Peyre, 1974; Serrano, 1975; Barba Martín *et al.*, 1979; Martín-Algarra, 1987).

Los materiales del Paleoceno quedan limitados a muro y a techo por discontinuidades estratigráficas con laguna estratigráfica asociada en ambos casos, situándose de forma discordante sobre los materiales mesozoicos infrayacentes. En la mayoría de los casos aparecen los materiales del Paleoceno Superior descansando directamente sobre materiales del Cretácico o Jurásico. Su límite superior lo constituye, generalmente, la aparición de conglomerados con margas intercaladas

y calizas organógenas de la S. D. del Eoceno Inferior *s.l.* El límite entre estas secuencias lo constituye una paraconformidad que presenta una laguna estratigráfica detectada por la falta de registro fósil, al menos el Ilerdiense inferior y la parte basal del Ilerdiense medio, pudiendo afectar en algunos sectores a la parte más alta del Paleoceno Superior. Se ha detectado mediante el análisis estratigráfico-mineralógico la presencia de otra discontinuidad dentro del Paleoceno (límite Paleoceno Inferior-Paleoceno Superior), la cual ha condicionado la división dentro de los sedimentos del Paleoceno, en dos secuencias deposicionales que trataré por separado.

#### III.4.2. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL PALEOCENO INFERIOR (S. D. P. I.).

Como comenté en el capítulo dedicado a la descripción de los sectores, los afloramientos principales del Paleoceno inferior se encuentran en: Buitreras, Sierra Prieta *s.s.*, Sierra Prieta (elemento de Alfamatejo) y Águila, y sólo reconocidos en: Realengo-Rodadero y Jobo-Hondonero (Peyre, 1974). En la Figura 34 se muestran las columnas de la S. D. del Paleoceno Inferior y S. D. del Paleoceno Superior, incluidas dentro de la "Megasecuencia" Depositional de edad Paleoceno, en la que se incluyen las series estudiadas y las sólo reconocidas.

Para el estudio litoestratigráfico he dividido el registro del Paleoceno Inferior en una serie de tramos que se describen a continuación:

**a) Tramo conglomerático basal:** Se ha observado en las series de Sierra Prieta *s.s.* y Águila, y se ha reconocido en la serie de Jobo-Hondonero (Peyre, 1974). Se trata de un conglomerado muy cementado constituido principalmente por cantos redondeados de naturaleza calcárea de edad jurásica (calizas de distinta naturaleza, nódulos de silex, radiolaritas, etc.) y, de cantos blandos y duros de edad cretácica (margas, calizas tableadas, etc.), estando su matriz compuesta por un cemento calcáreo de color grisáceo. Su color en superficie es grisáceo y presenta espesores máximos de 2-3 metros según el lugar de exposición (Figura 34).

**b) Tramo de calizas de *Microcodium*:** Aflora en los sectores de Sierra Prieta *s.s.*, parte inferior del sector de Buitreras y Águila y, en la series de Rodadero-Realengo y Jobo-Hondonero (Peyre, 1974). Esta compuesto por calizas con abundantes cristales de *Microcodium* y algo de cuarzo. Presenta un tramo inicial observado en las series de Sierra Prieta *s.s.* y Águila (Figura 34) compuesto por niveles de calcarenitas, cuya composición está constituida casi en su totalidad por cristales de *Microcodium*. Los espesores de estas intercalaciones de calcarenitas nunca son superiores al metro, constatándose en ellas, huellas de paleocanales con granoclasificación positiva. En el tramo inferior de la serie de Buitreras (Figura 34) estos niveles calcareníticos aparecen sustituidos por intercalaciones limosas muy pobres en cristales de *Microcodium*, siendo en cambio abundantes los granos de cuarzo. La potencia de este tramo no supera nunca los 25 metros.

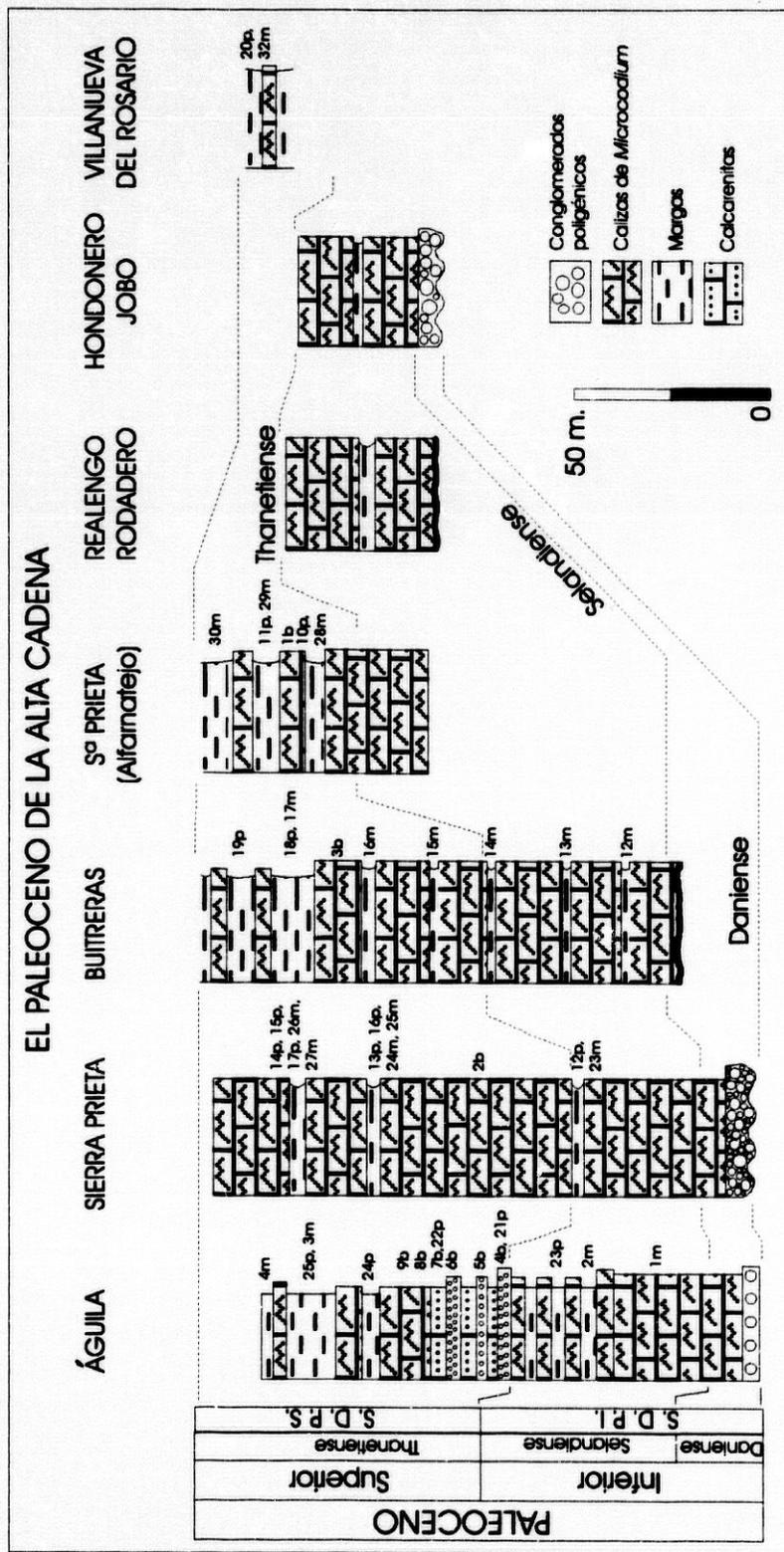


Figura 34. Correlación estratigráfica de las series paleocenas de la Alta Cadena y el Complejo del Águila. Se han representado tanto las series estudiadas en este trabajo, como las sólo reconocidas. Se han localizado las muestra estudiadas (p: foraminíferos planctónicos, b: foraminíferos bentónicos y m: mineralogía).

La parte superior está constituida por potentes bancos de calizas de *Microcodium* que, en algunas series, llegan a un espesor de 50 metros. Suelen ser comunes las apariciones de restos carbonosos de colores oscuros y pequeños restos de rocas blandas datadas como cretácicas. Suele incorporar algún nivel de margas con escasa abundancia faunística, nunca superior a los 30 cm (Figura 34). Ha aparecido, en este tramo, un diente de tiburón en la serie de Buitreras.

Este tramo presenta un espesor variable, llegando a alcanzar 75 metros en la serie de Sierra Prieta s.s. (Figura 34). Presenta colores grisáceos en superficie y gris oscuro en corte fresco.

### III.4.3. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL PALEOCENO SUPERIOR (S. D. P. S.).

Los materiales de esta secuencia deposicional cuentan con los siguientes tramos:

a) **Tramo conglomerático y calcarenítico:** Sólo se ha detectado en el sector del Cerro del Águila, presentando un espesor variable entre dos y tres metros. El carácter calcarenítico va aumentando a techo del mismo (Figura 34). Presenta colores grisáceos en superficie y en corte fresco. La naturaleza de los cantos es claramente mesozoica, llegándose a encontrar cantos de naturaleza ofítica de posible procedencia subbética.

b) **Tramo calizo con intercalaciones margosas:** Está compuesto por bancos de calizas de *Microcodium* con alternancias de bancos margosos, cuya potencia aumenta progresivamente a techo. Estos tramos de margas están presentes en todas las series estudiadas de la Alta Cadena y el Águila. Este tramo presenta potencias variables, estando comprendidas por lo general entre 10 y 40 metros, alcanzando su potencia máxima y mejor exposición en la serie de Buitreras (Figura 34).

Las calizas, como en los tramos anteriores, están compuestas principalmente por cristales de *Microcodium*. Las margas también presentan abundantes restos de estos cristales. Este tramo presenta colores variados, incluso en un mismo afloramiento, siendo los más comunes los distintos tonos de gris y el blanco.

### III.4.4. EDAD DE LOS TRAMOS DE LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" PALEOCENA.

Se han estudiado 25 muestras en los diferentes sectores estudiados, cuya localización para cada serie se encuentra en la Figura 34. La fauna obtenida en estas muestras se recogen en las Figuras 35 y 36. La fauna encontrada en estas muestras se desglosa para los siguientes tramos:

SECTOR	Muestras (B)	Anomalina Sp.	Alveolina cf. prismatica	Cibicides	Cubuliterina	Diacyclopsina Sp.	Diastrophos biseriatis	Gyrogonina Sp.	Kathina subeverti	Lenticulina Sp.	Microcodium	Miliola Sp.	Mucolina Sp.	Necrotalis Sp.	Operculina Sp.	Operculina cf. heberti	Reophax Sp.	Rotalia Sp.	Rotalis parvulus	Thalmanita Sp.	PALEOCENO		
																					INFERIOR	SUPERIOR	
S. PRIETA (etern)	1*										X			X	X							THANETIENSE	X
S. PRIETA s.s.	2*	X									X			X	X								X
BJITRERAS	3*					X					X												X
AGUILA	4										X	X											X
	5	X			X	X					X												X
	6			X	X	X	X	X	X	X	X										X		X
	7						X			X	X	X							X	X			X
	8		X		X	X	X	X	X	X	X			X	X	X					X		X
	9					X	X		X	X	X	X	X	X	X	X							

Figura 35. Determinación paleontológica por medio de macroforaminíferos bentónicos de los tramos del Paleoceno. (\*) Datos faunísticos revisados de Peyre (1974).

El Tramo conglomerático basal de la SDPI: No ha proporcionado ningún tipo de asociación característica para una edad en concreto. La presencia de cantos de calizas con filamentos, cristales de *Microcodium*, *Globotruncas* y *Radiolarios*, junto a su posición estratigráfica sobre los términos dados en este trabajo y por (Peyre, 1974) como Cretácico Inferior-medio y bajo las calizas con *Microcodium* asignadas al Selandiense, hace pensar que se trate de un Paleoceno basal, que retrabajada sedimentos del Cretácico medio-Superior.

El anterior argumento queda ratificado por la asociación faunística encontrada en este tramo por Peyre (1974), compuesta por: *Globotruncana cf. stuarti*, *Gt. cf. contusa*, *Gt. ss. p.* muy mal conservada. Esta asociación es típica del Maestrichtiense Superior, pero debido a su mal estado de conservación, lo lógico es pensar que su presencia se deba a un retrabajamiento de la misma. Peyre (1974) y Serrano (1975), dataron este tramo como Maestrichtiense Superior, aunque en este trabajo me inclino por la atribución del mismo al nivel basal del Paleoceno Inferior, tal y como sugiere (Martin-Martin, com. pers.). No hay que olvidar que estos materiales de carácter claramente discordantes y transgresivos, deben de coincidir con una fuerte bajada del nivel del mar, seguida de una subida del mismo, durante el comienzo del Paleoceno Inferior fenómeno que se registra a nivel mundial, (Haq *et al.* 1987 y 1988).

El Tramo de calizas de *Microcodium* de la SDPI: Este tramo para sus porciones inferiores con intercalaciones calcareníticas ha dado una fauna compuesta por cristales prismáticos de *Microcodium*, cantos de *litotamidas*, *briozoos*, *lamelibranquios*, *foraminíferos arenáceos*, *Globorotalias* y *Globigerinas* (Peyre, 1974). No presenta vestigio alguno de la presencia de foraminíferos planctónicos ni bentónicos que puedan datar con más exactitud este nivel, al igual que sucedía para el tramo conglomerático basal.



En Sierra Prieta s.s. aparecen además niveles un poco más margosos con aspecto de calcretas, que incorporan abundantes radiolarios. Estas margas pasan gradualmente a margocalizas con *Aptychus* y abundantes *Mannocornus*, (Peyre, 1974; Serrano, 1975), que en mi opinión, al igual que para el tramo conglomerático basal, deben de tratarse de restos re trabajados provenientes de términos del Cretácico Superior (Senoniense), por lo que es difícil admitir la posibilidad de que el Tramo conglomerático basal presente una edad Maastrichtiense Superior, ya que si no, estaría erosionado e incorporado dentro de este tramo. A la base de la serie de Buitreras sucede el mismo fenómeno, es decir, aparecen unas margas calcáreas y unos limos intercalados que presentan una fauna típica del Maastrichtiense, que incluyen *Orbitoides*, *Sidelolites sp.*, *Navarella sp.* (Peyre, 1974), la cual, al igual que para la serie de Sierra Prieta s.s., presenta muy mala conservación. Las características faunísticas del Paleoceno de la serie de Relengo-Rodadero y del tramo superior de la serie de Jobo-Hondonro, hacen pensar, en que también deban encuadrarse dentro de este tramo (Peyre, 1974), aunque no se ha estudiado en detalle en este trabajo.

La parte superior de éstas calizas másivas de *Microcodium* presenta una edad de Paleoceno Inferior (Selandiense), como indica la presencia de *Globorotalia Pseudobulloides* (Figura 36).

**El Tramo conglomerático y calcarenítico de la SDPS:** No ha presentado fauna alguna, pero su posición estratigráfica sobre las calizas de *Microcodium* de la S. D. del Paleoceno Inferior y bajo las calizas con intercalaciones margosas de la S. D. del Paleoceno Superior hacen pensar en que este tramo presente una edad Paleoceno Superior basal (Thanetiense basal).

**El Tramo calizo con intercalaciones margosas de la SDPS:** La fauna encontrada mediante el estudio de los foraminíferos planctónicos y macroforaminíferos bentónicos ha presentado en todos los casos asociaciones de edad Paleoceno Superior (Thanetiense). Se ha constatado una gran re sedimentación faunística de edad Paleoceno Inferior, no siendo tan importante la proveniente del Cretácico. Este tramo está presente en todas las series de la Alta Cadena y el Águila. La Figura 35 recoge las asociaciones faunísticas bentónicas y la Figura 36 recoge las asociaciones planctónicas encontradas en para este tramo. La asociación faunística planctónica encontrada está caracterizada por la presencia sistemática de *Globorotalia Velascoensis* lo que confirma esta edad de Paleoceno Superior. Además se ha constatado la presencia de *Globorotalia Pseudobulloides* en todas las muestras, lo que sin duda es un buen argumento para afirmar la existencia de re sedimentación de materiales y fauna del Paleoceno Inferior durante el Paleoceno Superior.

La variación en cuanto a la proliferación de fauna entre los términos del Paleoceno Inferior (Dariense y Selandiense) y Superior es detectable en todos los sectores, especialmente en Buitreras donde sólo se ha detectado fauna planctónica de edad Paleoceno Superior.

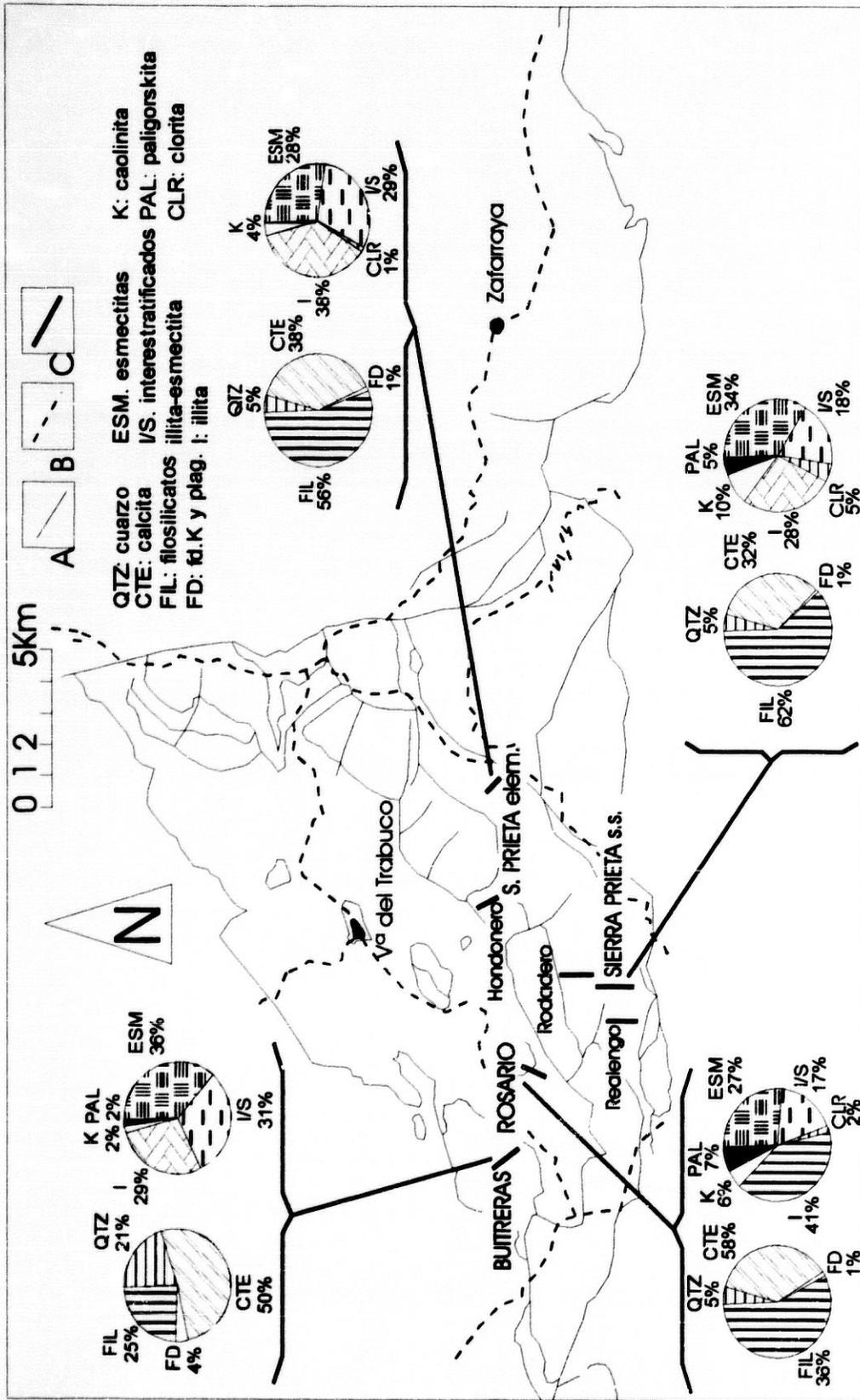


Figura 37. Mapa de situación de las series paleocenas estudiadas y reconocidas en la región de la Alta Cadena. Las series en mayúscula corresponden a las que se les ha realizado el estudio mineralógico, el cual queda reflejado en los gráficos que aparecen junto a ellas. A: contactos geológicos correspondientes a las series principales. B: carreteras. C: cortes estratigráficos estudiados y reconocidos.

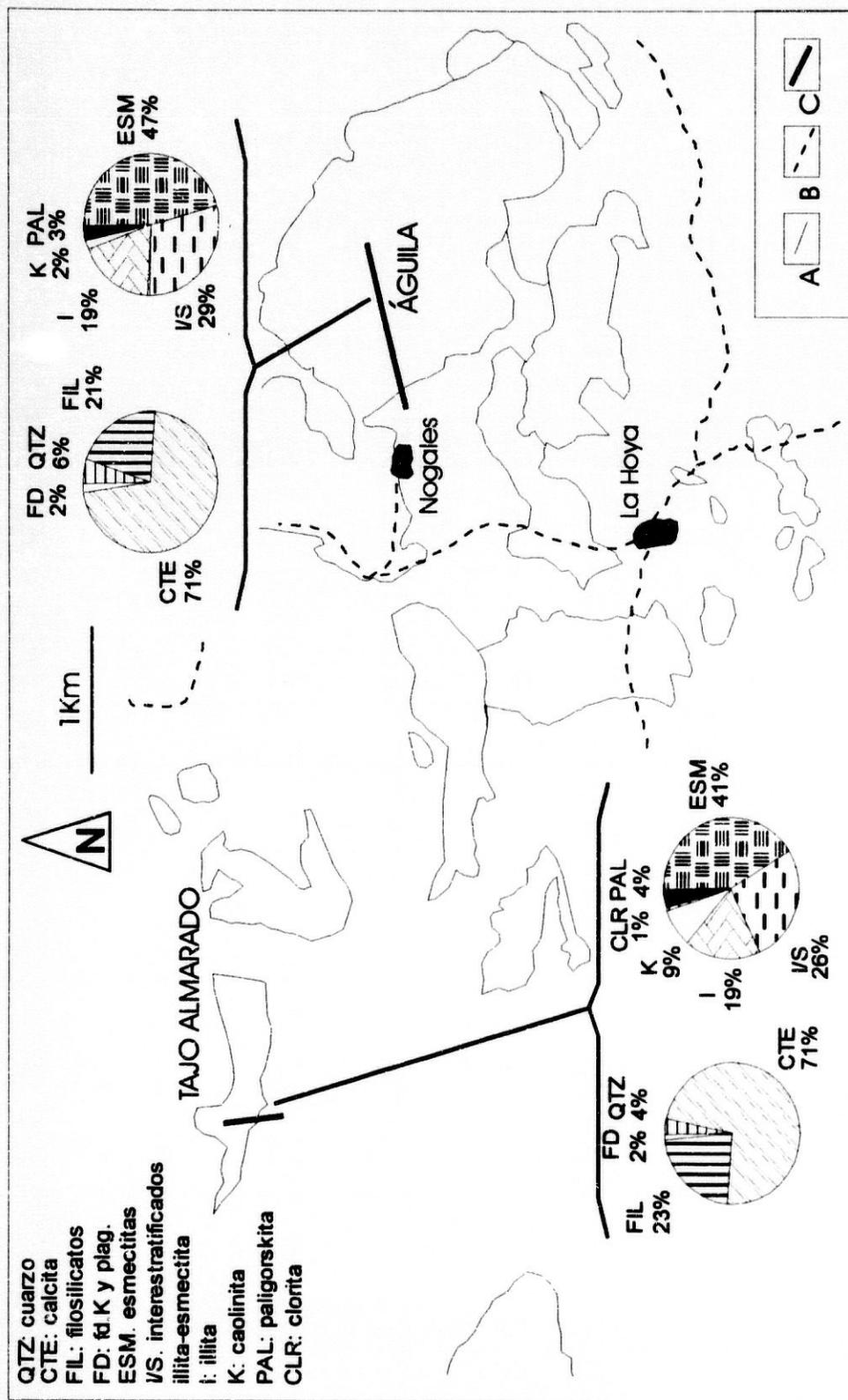


Figura 38. Mapa de situación de las series paleocenas estudiadas y reconocidas en la región del Valle de Abdalajis. Las series en mayúscula corresponden a las que se les ha realizado el estudio mineralógico, el cual queda reflejado en los gráficos que aparecen junto a ellas. A: contactos geológicos indiferenciados. B: carreteras principales. C: cortes estratigráficos estudiados y reconocidos.

### III.3.5. MINERALOGÍA DE LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" PALEOCENA.

Para este estudio mineralógico del Paleoceno se han tomado 22 muestras, repartidas en las series de Buitreras, Sierra Prieta s.s., Villanueva del Rosario, Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo), Águila y Tajo Almarado. La localización de estas muestras se recogen en la Figura 34.

La situación de las series estudiadas en detalle, así como también las reconocidas en el terreno aparecen en la Figura 37, pertenecientes a la región de la Alta Cadena y la Figura 38, pertenecientes a la región de Valle de Abdalajís. En estos cortes aparecen los porcentajes mineralógicos de cada sector. Se ha generalizado el estudio para todo el Paleoceno, ya que las características mineralógicas y cristalográficas que presentan las series estudiadas confirman que existe una alta similitud entre ellas.

#### **a) Descripción de la mineralogía total.**

Entre los componentes determinados dentro de la mineralogía total para esta "Megasecuencia Depositional" dominan claramente la calcita (32-71 %), los filosilicatos (21-62 %) y el cuarzo (4-21 %). En cantidades menores están los feldespatos (< 5 %) y muy ocasionalmente o en trazas, el ópalo CT y la clinoptilolita. En la Figura 37 y 38 aparecen las características mineralógicas durante el Paleoceno para las distintas series estudiadas en la Alta Cadena y la región de Valle de Abdalajís respectivamente.

La mineralogía total, aunque muy constante en todas las series estudiadas, presenta algunas variaciones puntuales (Figura 37). Buitreras presenta los mayores porcentajes de cuarzo y feldespatos, 21 y 4 %, respectivamente. En Sierra Prieta s.s. se detecta la mayor cantidad de filosilicatos (62 %) respecto a los otros componentes de las seis series estudiadas (Figura 37). Otro detalle a tener en cuenta es la presencia, aunque en trazas, de ópalo CT en todas las series. Su presencia se suele dar, de forma más o menos constante, durante todo el perfil, aunque en el caso de Buitreras sólo aparece al final de la serie. Para el Águila, la mineralogía total, se comporta de forma similar a la encontrada en la serie de Buitreras y Villanueva del Rosario, no detectándose en ellas la presencia de ópalo CT. Tajo Almarado presenta porcentajes mineralógicos muy similares a los encontrados en la serie paleocena del Águila (Figura 38), aunque con porcentajes iguales de calcita y más altos de filosilicatos (Figura 38), 71 y 23 %, respecto a 71 y 21 %.

#### **b) Descripción de la mineralogía de las arcillas.**

Está compuesta para todas las series por seis componentes esencialmente: esmectitas (35-47 %), illita (19-41 %), interestratificados I/S (17-32 %), caolinita (< 10 %), clorita (< 5 %) y paligorskita (< 7 %). En la Figura 37 y 38 aparecen las diferencias mineralógicas durante el

Paleoceno para las distintas series estudiadas en la Alta Cadena y el Valle de Abdalajis respectivamente.

Se ha detectado una alta uniformidad en cuanto a la distribución de la mineralogía, siendo de destacar la ligera riqueza que presenta la serie de Sierra Prieta s.s. en caolinita (10 %) y los valores tan bajos de interestratificados I/S (18 %) respecto a las otras series (Figura 37). Por otra parte es de destacar la ausencia total de clorita, incluso en trazas en las series de Buitreras y el Águila, ya que en las otras cuatro aparecen al menos como trazas. Las esmectitas presentan los porcentajes más altos en la series de Águila, Tajo Almarado y Buitreras (47, 41%, respectivamente), medios en Buitreras y Sierra Prieta s.s. (36 y 34 %, respectivamente) y bajos en las de Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo) y Villanueva del Rosario (28 y 27 %, respectivamente). La illita, como se muestra en la Figura 38, se comporta de forma inversa a las esmectitas, presentando la serie del Águila y Tajo Almarado los valores más bajos (19 % para ambas).

Se ha constatado la presencia de paligorskita en todas las series. En las series de Sierra Prieta s.s. y Águila aparece de forma más o menos continua, mientras que, en la serie de Buitreras sólo lo hace de forma ocasional y, curiosamente, sólo a muro y a techo de la serie y en ningún caso, superando el 10 %. La caolinita y la clorita presentan valores medios bajos (10 y < 5 %, respectivamente) en todas las series, salvo en la serie de Sierra Prieta s.s. que puntualmente presenta los valores más altos de todas las series estudiadas. Concretamente en la muestra 25m la caolinita (19 %) y la clorita (10 %) presentan no sólo los valores más altos de esta serie, sino de todas las muestras del Paleoceno.

Otras características a destacar para el conjunto de la mineralogía de las arcillas del Paleoceno de la Alta Cadena, Águila y Tajo Almarado, son el predominio de las esmectitas sobre el resto de la mineralogía. En las series de Sierra Prieta s.s., Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo) y Villanueva del Rosario, la illita es el mineral que le sucede en abundancia y en las series del Águila, Tajo Almarado y Buitreras lo hacen los interestratificados I/S.

### c) Parámetros cristalográficos y relaciones minerales estudiadas.

Los valores obtenidos del estudio cristalográfico se recogen en los Anexos III y IV. Para la relación de intensidades entre las reflexiones  $I_{(100)}/I_{(101)}$  del cuarzo (Eslinger *et al.* 1973), se han obtenido valores bajos (0,13-0,33), que pueden indicar un carácter detrítico heredado de éste mineral. Los valores presentan variaciones muy escasas entre sí, en los que sólo se aprecian leves aumentos en unas pocas muestras de la serie de Sierra Prieta s.s. y Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo). Sobre la illita, estudiando su relación de intensidades a  $I_{5A}/I_{10A}$  (Esquevin, 1969), se han obtenidos valores siempre superiores al 0,3, indicativos de una clara naturaleza aluminica. Sus cristalidades son por lo general bajas en todas las series.



Por otra parte, la cristalinidad de las esmectitas, de forma comparativa y, por término medio tras comparar los picos de las reflexiones (001) es baja.

**d) Valores obtenidos para la relación esmectita+caolinita/illita.**

Según la fórmula propuesta por Daoudi *et al.* (1995), se han obtenido los valores para cada sección y posteriormente se han correlacionado para todas las series, obteniéndose una curva de variación relativa del nivel del mar para el Paleoceno. La Figura 39 muestra los valores obtenidos para cada serie, ordenados de más distal a la izquierda a más proximal a la derecha, y correlacionándolos con la curva eustática general de Haq *et al.* (1988) durante el Paleoceno.

### III.4.6. INTERPRETACION SEDIMENTARIA.

La naturaleza de los materiales paleocenos, formados casi en exclusividad por calizas de *Microcodium*, calcarenitas, margas y conglomerados a la base, junto a la casi inexistente fauna para los tramos inferiores y abundancia de restos orgánicos carbonosos, habla de unas condiciones de plataforma carbonatada detrítica con aporte considerable de restos edáficos y vegetales de áreas fuentes emergidas. El depósito presenta por una parte una componente carbonatada y por otra una componente detrítica dominada por clastos carbonatados provenientes exclusivamente de terrenos jurásicos y cretácicos, junto a algunos pequeños granos de cuarzo.

Los valores obtenidos para la relación esmectita+caolinita/illita y las observaciones de campo nos hablan de dos ciclos sedimentarios de carácter transgresivo, separados por la aparición de una laguna estratigráfica. El tramo inferior no ha sido estudiado por falta de niveles de muestreo, pero el tipo de litología hace pensar en el inicio de un ciclo transgresivo. Esta interpretación queda demostrada a partir de los sedimentos encontrados, por la relación mineralógica obtenida y por las observaciones estratigráficas realizadas en cada sector.

Se han obtenido valores relativos del nivel del mar muy variados en las seis series estudiadas, aunque de forma general se trata de valores indicativos de proximalidad durante el Paleoceno Inferior y de distalidad durante el Paleoceno Superior (Figura 39). Este hecho se correlaciona perfectamente con los datos estratigráficos, tipos de facies y estudios faunísticos. La serie que ha presentado los valores más altos y por tanto, los que indican una mayor distalidad es la del Águila, seguida de Sierra Prieta s.s. y Buitreras, respectivamente. Estas series son las más completas, y por tanto las que debieron depositarse en condiciones más cuencales, mientras que las series de Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo) y de Villanueva del Rosario presentan los más bajos, aspecto correlacionado con la sólo aparición del tramo margoso superior del Paleoceno Superior. El depósito de los conglomerados basales de la serie de Sierra Prieta s.s. y el Águila se

correlacionan, por tanto, con un ambiente de transición marino-continental. Cabe recordar que la serie de Tajo Almarado (Penibético) muestra valores mineralógicos aún más altos, y por tanto, que indican mayor distalidad.

Se han dividido los materiales del Paleoceno en dos Secuencias Depositionales por medio del estudio estratigráfico y mineralógico. La primera denominada Secuencia Depositional del Paleoceno Inferior (SDPI) y la segunda Secuencia Depositional del Paleoceno Superior (SDPS). La aparición de conglomerados progradantes en las zonas más distales y a la base de ambas Secuencias Depositionales, parecen indicar que existieron dos regresiones forzadas, sobre las que se depositaron posteriormente y en ambiente transgresivo los tramos de microcoditas. El primer nivel de conglomerados podría constituir un *Lowstand Systems Tract* (LST), sobre el que se depositan unas calizas de *Microcodium* de carácter transgresivo, constituyendo un *Transgressive Systems Tract* (TST), separados ambos por la *Transgressive surface* (TS). En ningún sector del Paleoceno Inferior se ha podido detectar la presencia de un *Highstand Systems Tract* (HST), aunque se ha constatado la presencia para la SDPI de un punto de máximo del nivel marino: *maximum flooding surface* (mfs). A techo de la secuencia anterior, aparece la SDPS, que comienza con un paquete de conglomerados y calcarenitas sólo detectable en el sector del Águila (el más distal), aunque sus evidencias mineralógicas se han detectado en Sierra Prieta s.s. y Buitreras. Este tramo constituiría el segundo *Lowstand Systems Tract* (LST), tras otra regresión forzada. La serie continúa con la aparición de nuevo de calizas de *Microcodium* con intercalaciones margosas más importantes a techo, que indican de nuevo un ambiente transgresivo, lo que corresponde al segundo *Transgressive Systems Tract* (TST) del Paleoceno y separando a ambos otra *Transgressive surface* (TS). Esta segunda transgresión sería más importante que la segunda. La SDPS concluye con la aparición en las series más distales (Águila y Sierra Prieta s.s.), de niveles de margas más detriticas, en claro ambiente regresivo, constituyendo un *Highstand Systems Tract* (HST). Al igual que para la SDPI se ha reconocido la presencia de un *maximum flooding surface* (mfs), que coincide con el valor mineralógico más alto. Se ha detectado en la curva mineralógica, la presencia de dos parasecuencias dentro de la SDPS, la P1 y la P2 (Figura 39).

### III.5. LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" DEL EOCENO INFERIOR-MEDIO.

#### III.5.1. INTRODUCCION.

Tras el estudio de los materiales del Eoceno inferior s.l.-Medio s.l. se ha constatado una composición predominada por las facies de conglomerados, brechas, calizas organógenas ricas en macroforaminíferos bentónicos y abundantes niveles margosos, más abundantes y potentes a techo de las series.

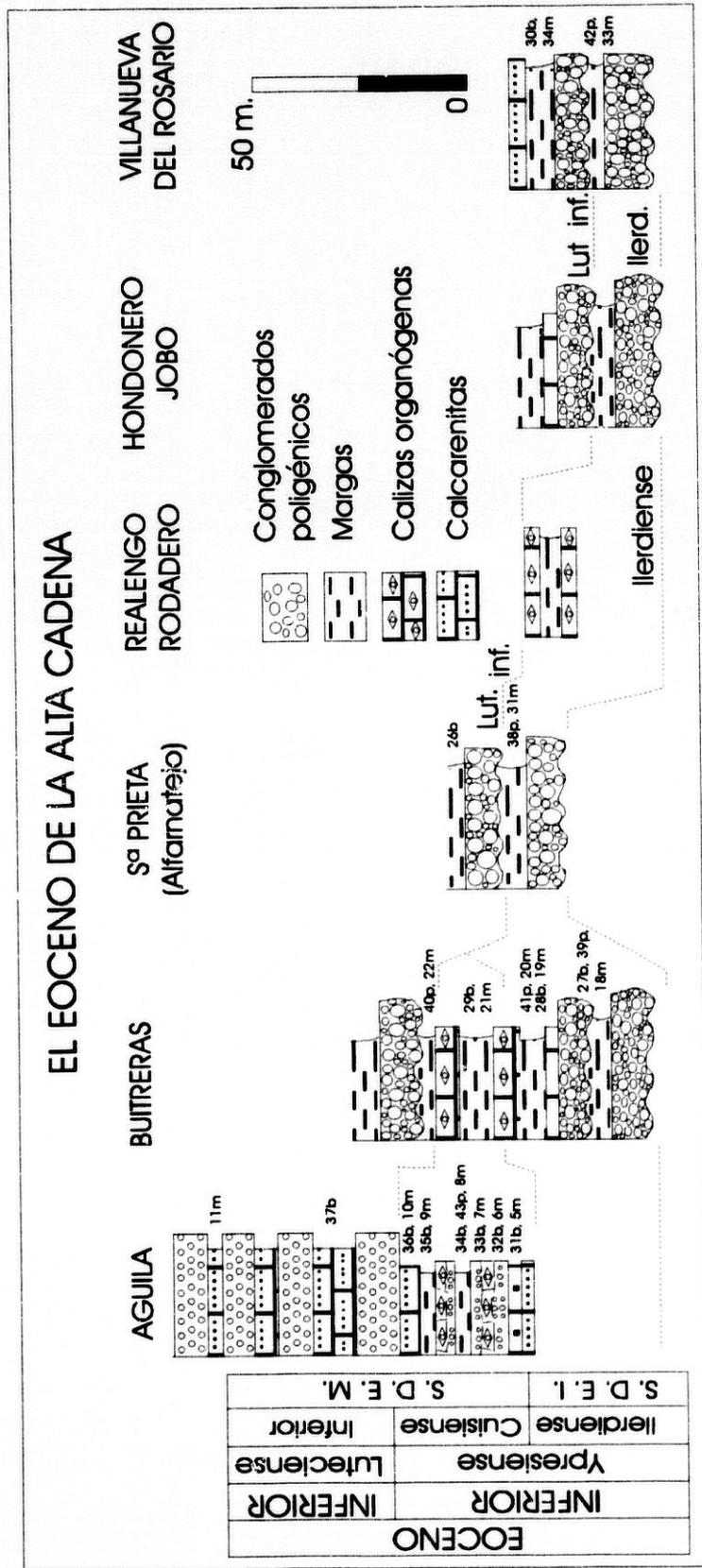


Figura 40. Correlación estratigráfica de las series eocenas de la Alta Cadena y el Complejo del Águila. Se han representado tanto las series estudiadas en este trabajo, como las reconocidas sobre el terreno. Se han localizado las muestra estudiadas (p: foraminíferos planctónicos, b: foraminíferos bentónicos y m: mineralogía).

Al igual que para el Paleoceno, además de los sectores estudiados en este trabajo: Buitreras, Villanueva del Rosario, Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo), Águila y Tajo Almarado, (Peyre, 1969b, 1974; Serrano, 1975; Martín-Algarra y Martínez-Gallego, 1984; Martín-Algarra, 1987), he reconocido otros lugares donde afloran materiales de esta edad: Cabras, Villanueva del Trabuco, Jobo-Hondonero y Calero, (Peyre, 1974; Serrano, 1975; Barba Martín *et al.*, 1979; Martín-Algarra, 1987).

Los materiales del Eoceno quedan limitados, a muro y a techo, por discontinuidades estratigráficas con laguna asociada, situándose de forma discordante, tanto sobre materiales del Paleoceno como en el Águila, Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo) y Buitreras; como sobre terrenos mesozoicos, como en Villanueva del Rosario. Su límite superior lo constituye siempre la topografía o bien las distintas unidades que puedan cabalgarlas. El límite inferior lo constituye una paraconformidad que presenta una laguna estratigráfica detectada por la falta de registro fósil, al menos hasta la base del Ilerdiense medio. Los sectores más altos en la serie presentan una edad de Luteciense inferior. Se ha detectado, al igual que en el Paleoceno, la existencia de dos secuencias deposicionales dentro del Eoceno separadas por una superficie de discontinuidad: una Secuencia Depositional del Eoceno Inferior *s.l.* (SDEI) que, a su vez, presenta dos parasecuencias de edad Ilerdiense y Cuisiense (P3 y P4) respectivamente, y otra Secuencia Depositional del Eoceno Medio *s.l.* (SDEM) de edad Luteciense inferior.

### III.5.2. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL EOCENO INFERIOR *s.l.* (S. D. E. I.).

Los afloramientos principales del Eoceno Inferior *s.l.* son: Buitreras, Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo), Villanueva del Rosario y Águila. Existen otros puntos en la Alta Cadena donde afloran estos materiales: Villanueva del Trabuco, Cabras y Jobo-Hondonero. (Peyre, 1974; Martín-Algarra, 1987).

En la Figura 40 se muestra la correlación de las series de las Secuencia Depositionales del Eoceno Inferior *s.l.* y Medio *s.l.* donde se incluyen las estudiadas y las sólo reconocidas. Se han diferenciado los siguientes tramos:

**a) Tramo de conglomerados y brechas con intercalaciones margosas:** Está presente en todos los sectores de edad eocena (Peyre, 1974). Se trata de conglomerados con presencia de macroforaminíferos bentónicos no muy cementados. Presentan, por lo general, colores rojizos y cantos poco homogéneos, en cuanto al tamaño y redondeamiento, que provienen de rocas de edad mesozoica y paleocena, como sucede en Buitreras. Estos conglomerados se sitúan de forma discordante mediante contacto erosivo angular, generalmente sobre las series del Paleoceno. Los niveles margosos se intercalan entre los conglomerados sin ningún orden aparente. Suelen presentar

espesores variables dentro de un mismo sector, con potencias que suelen ir desde 2 a 10 metros, presentando su mejor lugar de exposición en la serie de Buitreras.

**b) Tramo de margas y calizas organógenas:** Aflora sólo en los sectores de Buitreras y el Águila. Esta compuesto por calizas con abundantes cantos de naturaleza mesozoica de distinta granulometría, que le confieren un aspecto bréchico y conglomerático. Se ha detectado una importante presencia de macroforaminíferos bentónicos. Son muy comunes las intercalaciones margosas que, a diferencia del tramo anterior, si presentan cierta ordenación interna. Las margas muestran colores claros, verdosos y rosados y los conglomerados colores claros y grisáceos. Se han detectado en ambas series la presencia, principalmente a techo, de niveles de calizas sin cantos con abundante fauna bentónica. Este tramo alcanza potencias del orden de 25 metros en la serie de Buitreras y de 30 en la del Águila (Figura 40).

### III.5.3. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL EOCENO MEDIO S.L. (S. D. E. M.).

El estudio litoestratigráfico se ha realizado mediante la correlación estratigráfica de los sectores estudiados y reconocidos, en los cuales sólo ha aparecido un tramo que se describe a continuación:

**a) Tramo conglomerático con intercalaciones de calcarenitas y margas:** Se ha detectado en todas las series estudiadas. Esta compuesto por bancos de conglomerados de carácter métrico decrecientes en potencia y número a techo. Presenta intercalaciones de calcarenitas crecientes en número y espesor a techo. Se ha constatado una potencia aproximada de 60 metros en la serie del Águila, siendo en cambio muy reducido en los otros sectores descritos en la Alta Cadena. Presentan colores grisáceos, tanto los conglomerados como las calcarenitas, siendo el tamaño de los cantos decreciente a techo, presentando además un alto redondeamiento y naturaleza calcárea (Figura 40).

### III.5.4. EDAD DE LOS TRAMOS DE LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" EOCENA.

Se han estudiado 18 muestras, las cuales se recogen, para cada serie, en la Figura 40. La fauna encontrada ha permitido datar los siguientes tramos:

**El Tramo de conglomerados y brechas con intercalaciones margosas de la SDEI:** Ha proporcionado asociaciones características de distintas edades en las diferentes series donde aparece, aunque todas de edad Ilerdiense. Se han tomado los datos faunísticos de Peyre (1974), que han sido puestos al día. Este tramo en la serie de Buitreras corresponde al Ilerdiense medio basal y en Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo) y Villanueva del Rosario al Ilerdiense superior, no



atribuirle a este tramo una edad de Luteciense inferior. La Figura 41 recoge la asociación de macroforaminíferos bentónicos y la Figura 42 la asociación de foraminíferos planctónicos encontradas en para este tramo.

SECTOR	Muestras (P)											EOCENO INFERIOR-MEDIO		
		Acarinina wilcoensis	Globobulimina esquia	Gl. gr. bulbrocki	Globobulimina aragonensis	Gl. gr. formosa	Gl. cf. rex	Mozorovella esquia	Mozorovella formosa	Mozorovella subbolinae	Muricoglobigerina soldadensis	INFERIOR	MEDIO	
S. PRIETA (elem)	38*				X	X	X						X	
BUITRERAS	39*	X				X		X					X	
	40*		X	X										X
	41*	X		X									X	
ROSARIO	42*				X	X							X	
AGUILA	43\$	X						X			X	X	X	

Figura 42. Determinación paleontológica por medio de foraminíferos planctónicos de los tramos del Eoceno. (\*) Datos faunísticos revisados de Peyre (1974) y (\$) Datos faunísticos tomados de Martín-Algarra (1987).

### III.5.5. MINERALOGÍA DE LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" DEL EOCENO INFERIOR-MEDIO S.L.

En el estudio mineralógico del Eoceno Inferior-Medio *s.l.* se han tomado 20 muestras cuya localización para los sectores de Buitreras, Villanueva del Rosario, Sierra Prieta (elemento de Alfamatejo), Águila y Tajo Almarado puede observarse en la Figura 40. La situación de las series estudiadas en detalle, como las reconocidas en el terreno pertenecientes a la Alta Cadena aparecen en la Figura 43, y las pertenecientes a la región de Valle de Abdalajis en la Figura 44.

En estas figuras aparecen de forma resumida también los porcentajes mineralógicos característicos para su fracción total y la fracción arcilla. Se ha observado, como sucedía para el Paleoceno, una gran similitud en cuanto a la composición mineralógica entre las distintas series, aunque existen variaciones porcentuales en detalle.

#### a) Descripción de la mineralogía total.

Los principales componentes determinados por orden de abundancia son: calcita (36-77 %), filosilicatos (14-58 %), cuarzo (< 9 %), cantidades menores de feldespatos y trazas de ópalo CT,

hematites y dolomita (Figura 43 y Figura 44).

La mineralogía total, aunque muy constante en las series estudiadas, presenta algunas variaciones puntuales. Buitreras, presenta los mayores porcentajes de cuarzo (9 %). En Villanueva del Rosario se han encontrado los mayores porcentajes de filosilicatos de todas las series (58 %). Tajo Almarado presenta los porcentajes más altos de calcita y menores de filosilicatos (77 y 14 %, respectivamente). Se ha detectado la presencia de feldespato en trazas en todas las series. Otro detalle a tener en cuenta es la presencia, aunque en trazas y de forma dispersa de, hematites, dolomita y ópalo CT en todas las series eocenas. Para el Águila (Figura 44), la mineralogía total, se comporta de forma similar a la encontrada en la serie de Buitreras y Villanueva del Rosario, es decir, con porcentajes que rondan el 50 % en calcita, el 35 % en filosilicatos y sobre el 5-10 % en cuarzo. En cambio esta mineralogía varía de la encontrada en la serie de Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo), en la que aparecen porcentajes más altos de filosilicatos (43 %).

#### **b) Descripción de la mineralogía de la arcilla.**

Está compuesta, como aparece en la Figura 43 y Figura 44, por seis componentes para todas las series: esmectitas (27-42 %), illita (25-41 %), interestratificados I/S (14-32 %), cantidades menores de caolinita (< 6 %) y paligorskita (< 7 %) y trazas de clorita (< 5 %).

No se ha obtenido tan alta uniformidad mineralógica como en las series del Paleoceno. Las series de Villanueva del Rosario y Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo) presentan una ligera riqueza en clorita y caolinita respecto a las demás (6 y 2% y, 6 y 3%, respectivamente), presentando además los valores más bajos de interestratificados I/S (17 y 14 %, respectivamente). Los porcentajes más altos de esmectitas se encuentran, por orden de abundancia, en las series de Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo), Tajo Almarado y Buitreras (42, 41 y 41 %, respectivamente), medios en la serie de el Águila (35 %) y bajos en Villanueva del Rosario (27 %). La illita se comporta de forma opuesta a la esmectita en todas las series (Figura 43).

Se ha constatado la presencia de paligorskita en todas las series de forma más o menos homogénea, situándose los valores más altos, de forma general, en las series de la Alta Cadena, aunque las variaciones respecto a Tajo Almarado y el Águila no son muy grandes (Figura 44).

Un hecho importante ha sido que no en todas las series la esmectita es el mineral de la arcilla más abundante. En Villanueva del Rosario la illita es el más importante (41 %), al que le sigue la esmectita (27 %). De todas formas la esmectita es el más abundante en el resto de las secciones, seguida por la illita en la serie de Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo), y seguida por los interestratificados I/S en Águila y Buitreras (Figura 43 y Figura 44).

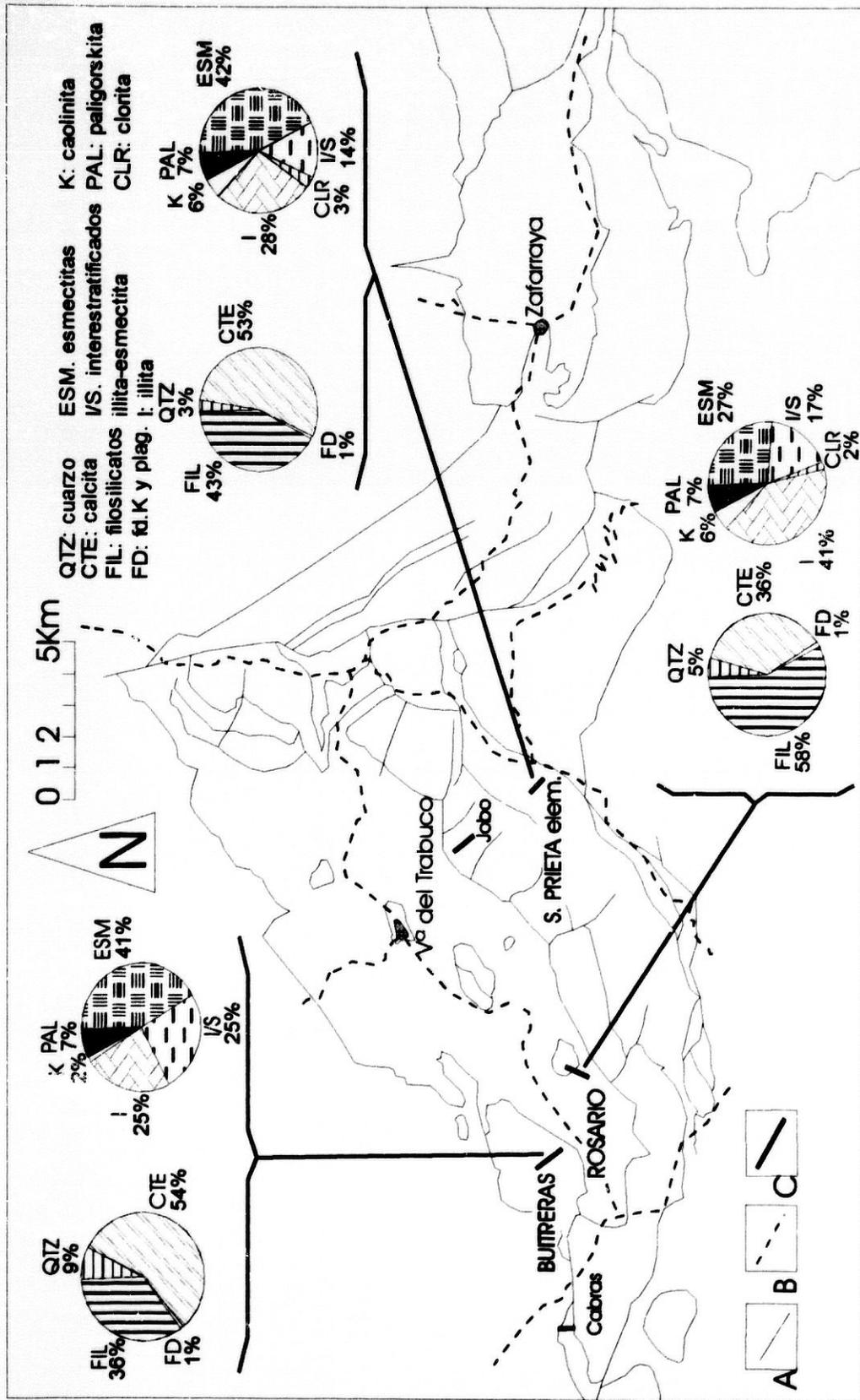


Figura 43. Mapa de situación de las series eocenas estudiadas y reconocidas en la región de la Alta Cadena. Las series en mayúscula corresponden a las que se les ha realizado el estudio mineralógico, el cual queda reflejado en los gráficos que aparecen junto a ellas. A: contactos geológicos indiferenciados. B: carreteras principales. C: cortes estratigráficos estudiados y reconocidos.

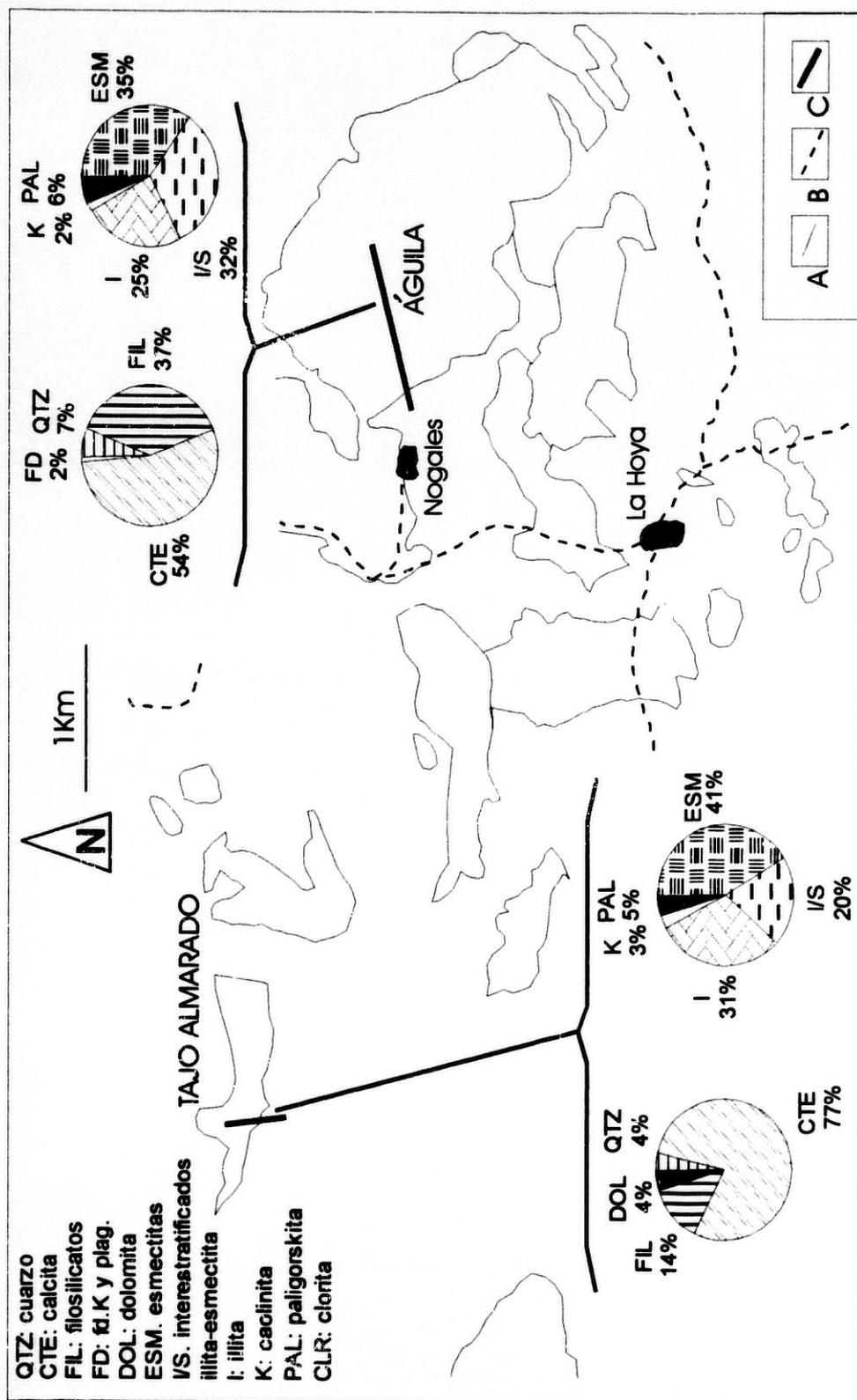


Figura 44. Mapa de situación de las series eocenas estudiadas y reconocidas en la región del Valle de Abdalajis. Las series en mayúscula corresponden a las que se les ha realizado el estudio mineralógico, el cual queda reflejado en los gráficos que aparecen junto a ellas. A: contactos geológicos indiferenciados. B: carreteras principales. C: cortes estratigráficos estudiados y reconocidos.

**c). Parámetros cristalográficos y relaciones minerales estudiadas.**

Los valores obtenidos a partir del estudio cristalográfico se recoge en los Anexos III y IV. La relación  $I_{(100)}/I_{(101)}$  del cuarzo (Eslinger *et al.*, 1973), ha mostrado valores relativamente bajos para el Eoceno, comprendidos entre 0,12 y 0,38, aunque no tan bajos como para el Paleoceno. Estos valores, aunque indicativos del carácter detrítico, se le suponen un desgaste menor durante la sedimentación. Estos valores parecen indicar que se trata de cuarzos menos evolucionados y mejor conservados que los encontrados durante el Paleoceno. El estudio de cristalinidad y composición química aproximada de la illita (relación de  $I_{5A}/I_{10A}$ ), Esquevin (1969), indican una alta variabilidad composicional, respecto al Paleoceno. Los valores van desde 0,23 a 1,40, lo cual indica una naturaleza claramente aluminica con muy poca presencia de Mg en sus redes cristalográficas.

A partir de la comparación de la simetrías de las reflexiones (001) de las esmectitas, se ha observado que su cristalinidad por término medio es baja, existiendo de todas formas un gran abanico de calidades en las mismas.

**d) Valores obtenidos para la relación mineral esmectita+caolinita/illita.**

Mediante la formula propuesta por Daoudi *et al.* (1995), se han obtenido los valores para cada sección y posteriormente se han correlacionado obteniendo una curva general de variación relativa del nivel del mar para el Eoceno Inferior-Medio *s.l.*, que se ha correlacionado con la curva eustática general de Haq *et al.* (1988). La Figura 45 muestra los valores obtenidos para cada serie, de más distal a la izquierda a más proximal a la derecha, respetando las dataciones obtenidas, base de este análisis. Se observa una clara evolución transgresiva, truncada al inicio del Luteciense Inferior por un leve periodo regresivo, para concluir con la evolución regresiva general en las series en las que se han detectado materiales de esta edad.

### III.5.6. INTERPRETACION SEDIMENTARIA.

La naturaleza de los materiales eocenos, formados casi en exclusividad por conglomerados, calizas organógenas y margas, habla de unas condiciones de plataforma carbonatada detrítica.

Estos depósitos presentan inicialmente un carácter proximal, adquiriendo durante el transcurso del mismo unas características más distales, existiendo en algunos casos depósitos que parecen estar próximos a condiciones de talud, para concluir con depósitos claramente proximales. El depósito presenta por una parte una componente carbonatada y por otra una componente detrítica dominada por cantos carbonatados provenientes exclusivamente de terrenos mesozoicos (Jurásico y Cretácico), junto a algunos pequeños fragmentos de cuarzo.

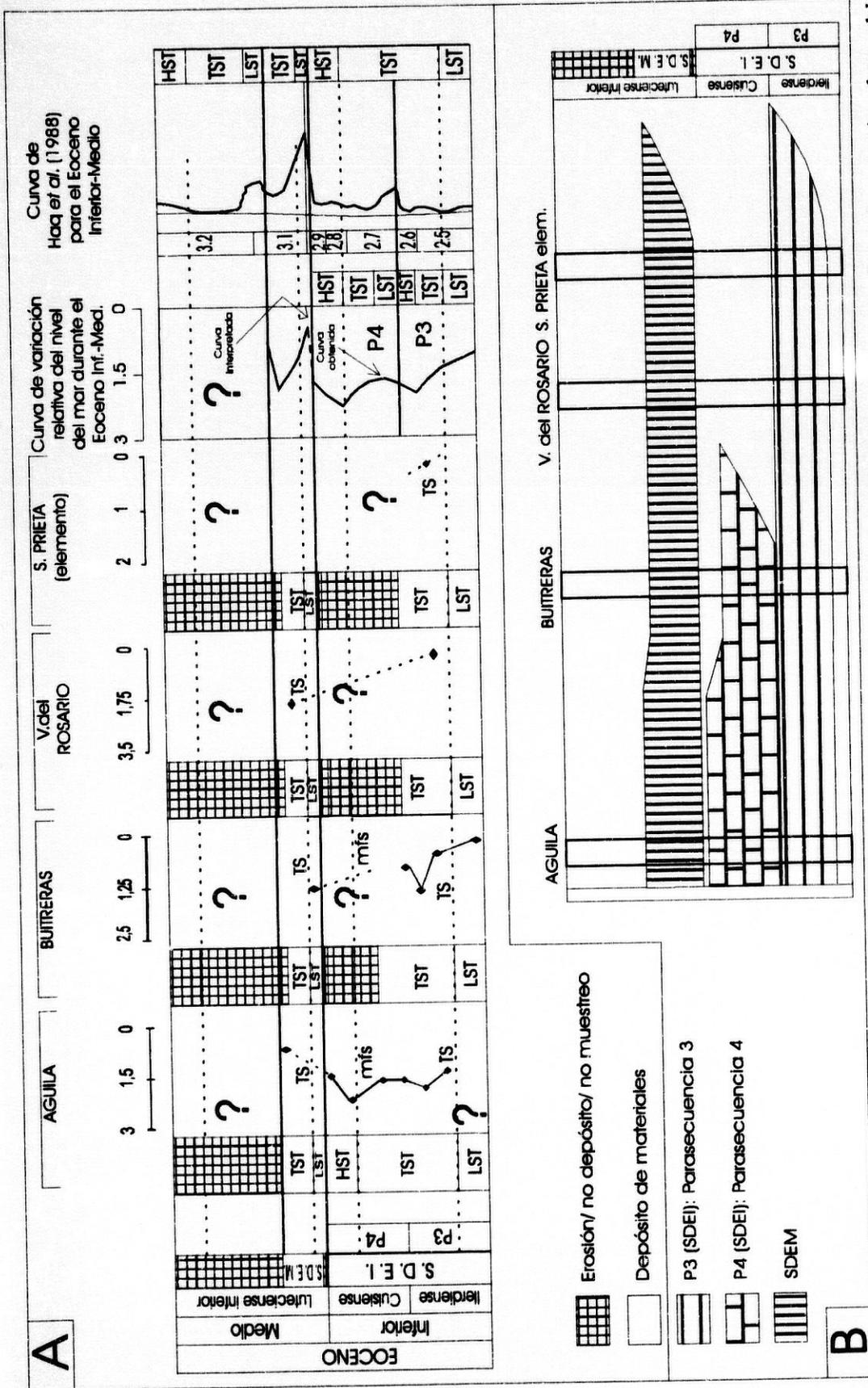


Figura 45. Correlación mineralógica de las series eocenas estudiadas, de más distal a la derecha a más proximal a la izquierda. Curva de variación relativa del nivel del mar durante el Eoceno para cada serie y curva sintética para el área estudiada, según la fórmula propuesta por Daouai et al. (1995). Curva eustática general para el Eoceno propuesta por Haq et al. (1988). Cortejos sedimentarios durante el Eoceno, donde se distinguen la Secuencia Depositional del Eoceno inferior s.l. y la Secuencia Depositional del Eoceno Medio, junto con las dos parasecuencias definidas en el Eoceno Inferior s.l. (P3 y P4). B: Relación y distribución interpretada de las unidades litoestratigráficas.

Las variaciones del nivel del mar, indicadas por la relación mineral esmectita+caolinita/illita en esta zona, nos hablan de una importante transgresión que presenta un tramo intermedio de naturaleza regresiva, para concluir con condiciones claramente transgresivas en esta plataforma, como corroboran también las características estratigráficas de cada serie.

Se han obtenido valores relativos de la variación del nivel del mar muy variados en las series estudiadas, aunque de forma general se trata de valores indicativos de una evolución transgresiva general para las series de plataforma de la Alta Cadena y el Águila, detectándose dos secuencias deposicionales de edad Ilerdiense medio-Cuisiense y Luteciense inferior, respectivamente. La serie de Tajo Almarado presenta valores de distalidad no tan altos como durante el Paleoceno, llegando a ser inferiores en algunos casos a series de la Alta Cadena s.s. (Villanueva del Rosario). La serie sintética comienza en el Ilerdiense medio con la presencia de niveles de conglomerados, progradantes en posiciones distales, los cuales constituyen una evidencia de que debió existir una regresión forzada, por lo que estos depósitos se interpretan como un *Lowstand Systems Tract* (LST). Posteriormente se desarrollan unas plataformas ricas en macroforaminíferos bentónicos en un ambiente claramente transgresivo, por lo que se constata, a partir de un punto coincidente con la *Transgressive surface* (TS), la aparición de un cortejo transgresivo, o sea un *Transgressive Systems Tract* (TST). Se ha constatado en la serie del Águila y Buitreras la presencia durante el Cuisiense de un punto de máxima inundación, en este caso, de un punto donde la curva mineralógica alcanza su valor máximo. Este punto debe de coincidir con un *maximun flooding surface* (mfs), seguido posteriormente de un descenso de los valores de esta curva, que he correlacionado con la presencia de un *Highstand Systems Tract* (HST). Además, se ha constatado mediante dichos valores, la existencia de dos parasecuencias que vienen a coincidir aproximadamente con el Ilerdiense y el Cuisiense (Figura 45). En la SDEM los muestreos han sido muy escasos, pero mediante criterios estratigráficos, se ha detectado la presencia de un nivel inicial de conglomerados de base en las series que constituiría un *Lowstand Systems Tract* (LST). En el resto de las series se ha constatado una evolución transgresiva con la aparición de niveles calcareníticos más abundantes a techo. A partir de un punto coincidente con el inicio de la transgresión, el *Transgressive surface* (TS), comenzaría el tramo transgresivo, es decir el *Transgressive System Track* (TST), sin que se haya podido caracterizar el *maximun flouding surface* (mfs), ni mucho menos el *Highstand System Track* (HST).

### **III.6. LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" DEL OLIGOCENO SUPERIOR-AQUITANIENSE INFERIOR.**

#### **III.6.1. INTRODUCCIÓN**

Se han descrito dos sectores en la Alta Cadena con edad comprendida entre el Oligoceno y el Aquitaniense. Estos sectores, Gallo-Vilo y Zafarraya, presentan una amplia variabilidad de

potencias y de facies. Se ha constatado que el sector del Cortijo de Cabritos, dentro del Complejo del Campo de Gibraltar, presenta grandes similitudes estratigráficas con los otros dos sectores (Vera, 1969; Magné *et al.*, 1969; Peyre, 1974; Mathis, 1974; Rivera, 1975; Barba Martín *et al.*, 1979; Olivier, 1984; Mañán-Algarra, 1987; Martín-Martín *et al.*, 1994).

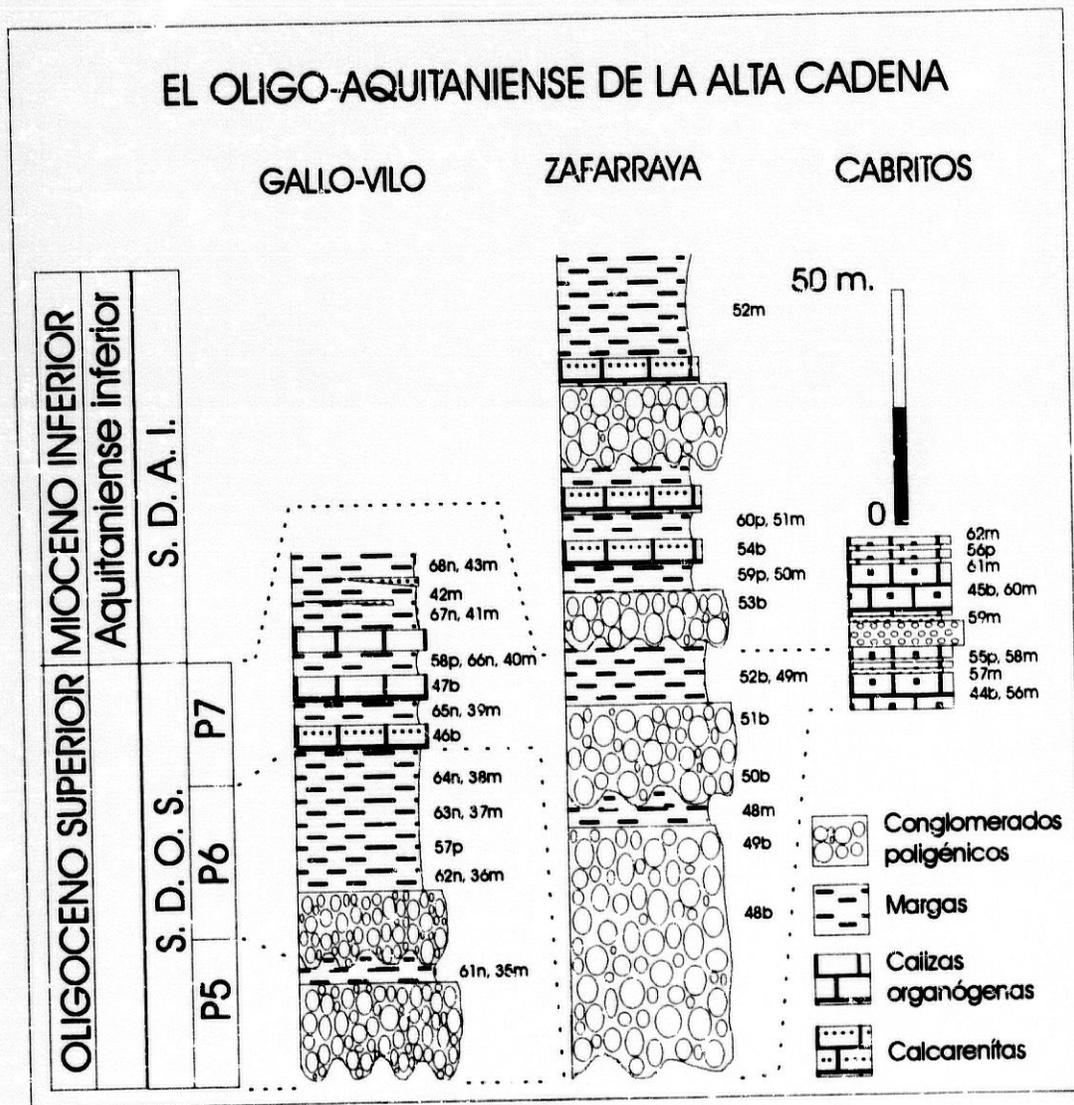


Figura 46. Correlación estratigráfica de las series oligo-aquitanienses de la Alta Cadena y el Cortijo de Cabritos.

En el estudio estratigráfico realizado para los materiales de estas edades destaca la ausencia de una serie que incluya un registro estratigráfico completo. La fauna encontrada indica edades que van desde el Oligoceno Superior (Chatiense), en todas las series, hasta el Aquitaniense inferior sólo, en las series de Zafarraya y Cabritos.

Los materiales oligo-aquitanienses de la Alta Cadena quedan limitados, a muro y a techo, por discontinuidades estratigráficas con laguna estratigráfica asociada en ambos casos, situándose

de forma discordante sobre los materiales mesozoicos infrayacentes. En el caso del Cabritos, esta serie queda englobada dentro de los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, faltando, tal vez por erosión, algunos términos en su serie. El límite superior, para el Gallo-Vilo y Zafarraya, lo constituye la aparición de silexitas y margas del Burdigaliense inferior. Se ha detectado, mediante el análisis estratigráfico-mineralógico, la presencia de otra discontinuidad de menor importancia en el paso del Oligoceno Superior al Aquitaniense inferior, la cual, ha permitido dividir dentro de los sedimentos oligo-aquitanienses una Secuencia Depositional de edad Oligoceno Superior (SDOS), que incluye tres parasecuencias, y una Secuencia Depositional de edad Aquitaniense inferior.

La característica principal de estos sedimentos es la presencia de conglomerados, calizas con *Lepidocyclinas* y calcarenitas bioclásticas. Son frecuentes las intercalaciones margosas, más abundantes y potentes a techo de las series (Magné *et al.*, 1969; Vera, 1969; Mathis, 1974; Peyre, 1974; Rivera, 1975; Martín-Algarra, 1987; Martín-Martín *et al.*, 1994). En la Figura 46 se muestran las columnas de los sectores que conforman la Secuencia Depositional del Oligoceno Superior y la Secuencia Depositional del Aquitaniense inferior, englobadas dentro de una sola "Megasecuencia Depositional" de edad Oligoceno Superior-Aquitaniense Inferior.

### III.6.2. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL OLIGOCENO SUPERIOR (S. D. O. S.).

A partir de los sectores del Oligo-Aquitaniense: del Gallo-Vilo, de Zafarraya y de Cabritos se va a confeccionar una serie sintética para esta secuencia deposicional (Figura 46). Los tramos para la (SDOS) son:

**a) Tramo de conglomerados con margas intercaladas:** Se ha observado en las series del Gallo-Vilo y Zafarraya. En Zafarraya este conglomerado está muy cementado, estando constituido principalmente por cantos de distinta granulometría y de naturaleza calcárea y edad jurásica (calizas de distinta naturaleza, nódulos de silex, radiolaritas, etc.), de clastos de edad cretácica (margas, calizas tableadas, etc.) y de cantos triásicos (arcillas rojas, areniscas, etc.). Su matriz está compuesta por un cemento calcáreo de color grisáceo, presentando espesores máximos de 50 metros en el Gallo-Vilo y de 100 metros en Zafarraya (Figura 46). En el Gallo-Vilo estos conglomerados presentan colores rojizos por las margas que albergan, estando menos cementados.

**b) Tramo de margas con intercalaciones de conglomerados, calcarenitas y calizas organógenas:** Aflora en todos los sectores y está compuesto por margas que pasan lateralmente a facies de calizas organógenas. Estas margas presentan tonos rojizos y pardos. Las intercalaciones de calizas presentan fauna bentónica. Este tramo alcanza una potencia máxima de 100 m en la serie del Gallo-Vilo y de 150 m. en Zafarraya. Los espesores de estas intercalaciones de calcarenitas y calizas organógenas nunca son superiores a la decena de metros. Los bancos de margas van aumentando

en espesor y número a techo del tramo. Se ha observado un escaso ordenamiento interno de los distintos materiales que forman este tramo, ya que las margas engloban dentro de ellas a los conglomerados y las calizas organógenas de una forma desordenada. En el sector de Cabritos, este tramo, presenta pequeños bancos de calcarenitas con calizas organógenas intercaladas (Figura 46).

### III.6.3. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL AQUITANIENSE INFERIOR (S. D. A. I.).

Esta Secuencia Depositional, a diferencia de la anterior, sólo aparece en las series de Zafarraya y Cabritos (Figura 46). Los tramos para la (SDAI) son:

**a) Tramo de conglomerados con margas intercaladas:** Este conglomerado está menos cementado que el citado en la (SDOS), estando constituido principalmente por cantos calcáreos de distinta granulometría y de edad jurásica (calizas de distinta naturaleza, nódulos de sílex, radiolaritas, etc.), de cantos blandos cretácicos (margas, calizas tableadas, etc.) y triásicos (arcillas rojas, areniscas, etc.). Su matriz está compuesta por un cemento calcáreo unas veces, y margoso otras, de color blanco, rojo y pardo. Su color, en conjunto, es grisáceo, presentando 25 metros de espesor máximo en Zafarraya (Figura 46).

**b) Tramo de margas con intercalaciones de conglomerados, calcarenitas y calizas organógenas:** Aflora sólo en los sectores de Zafarraya y Cabritos. Esta compuesto por margas de tonos rojos, blancos y pardos. Las intercalaciones de calizas presentan una fauna bentónica abundante. Este tramo es más potente en Zafarraya que en Cabritos, comenzando en ambos casos con unos conglomerados a la base, y con espesores no superiores a la decena de metros. Los niveles de margas aumentan su espesor y número a techo del tramo. Este tramo, a diferencia del que aparece en la SDOS, presenta un mayor ordenamiento interno. En el sector de Cabritos, este tramo, presenta pequeños bancos de calcarenitas con intercalaciones de margas. La potencia máxima registrada en el sector de Zafarraya de 50 metros (Figura 46).

### III.6.4. EDAD DE LA "MEGASECUENCIA DEPOSICIONAL" OLIGOCENO SUPERIOR-AQUITANIENSE INFERIOR.

Se han tomado un total de 25 muestras, cuya localización para cada serie se muestra en la Figura 46. Estas muestras han permitido datar los tramos que se exponen a continuación:

**El Tramo de conglomerados con margas intercaladas de la SDOS:** Ha proporcionado abundante fauna bentónica, planctónica y nanoflora calcárea. Ha sido constatada la presencia, sobre todo al inicio del tramo, en la serie del Gallo-Vilo, de una importante resedimentación de

fauna paleógena. La presencia de *Globigerina galavisi*, *G. tripartita*, *G. euapertura*, *G. praebulloides*, *Neogloboquadrina nana*, *Globorotaloides suteri*, *Catapsydrax unicavus* y *C. dissimilis*, en los foraminíferos planctónicos, indica una edad de Oligoceno Superior propuesta por Martín-Martín *et al.* (1994). Entre el nanoplancton se ha reconocido: *Sphenolithus praedistentus*, *S. distentus*, *S. moriformis*, *S. ciproensis* (muy raro), *Discolithina segmenta*, *Ericsonia obruta*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridamus*, *Dictyococcites bisectus*, *Coccolithus miopelagicus*, *C. eupelagicus*, *Discoaster deflandrei*, *D. adamanteus*, *D. scrippsae* y *Helicosphaera euphratis*, asociación que indica el Oligoceno Superior, zona NP24 de Martini (1971), según (Martín-Martín *et al.*, 1994). Estas asociaciones pueden verse detalladamente en las Figuras 48 y 49.

SECTOR	Muestras (B)	Amphistegina sp.	Asterocyclina	Discocyclina	Heterostegina	Lepidocyclina	Lithamnioides	Miogyopsina sp.	Miogypsinoides sp.	Miolepidocyclina	Nephrolepidina sp.	Operculina sp.	Planoperculina	Planorbulina sp.	Rotalia gr. hensoni	Rotalidos pustulosos	Sphaerogypsina	Spiroclipeus	OLIGOCENO SUPERIOR-AQUITANIENSE INFERIOR	
																				OLIGOC. SUP
CABRITOS	44*	X					X				X								X	
	45*							X	X							X				X
GALLO-VILO	46*	X								X			X						X	
	47*	X						X		X	X				X				X	
ZAFARRAYA	48	X			X														X	
	49	X		X	X							X		X	X				X	
	50	X	X	X	X							X		X	X				X	
	51	X		X	X							X		X					X	
	52		X	X				X		X							X		X	
	53			X															X	
	54			X	X										X	X			X	

Figura 47. Determinación paleontológica por medio de macroforaminíferos bentónicos de los tramos del Oligo-Aquitaniense. (\*) Datos faunísticos tomados de Peyre (1974).

El Tramo de margas con intercalaciones de conglomerados, calcarenitas y calizas organógenas de la SDOS: Los niveles margosos han suministrado *Sphenolithus ciproensis*, *S. moriformis*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridamus*, *Dictyococcites scrippsae*, *D. bisectus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Discoaster deflandrei* *Helicosphaera euphratis*, lo que indica también un Oligoceno Superior, pero algo más alto, zona NP25 (Martín-Martín *et al.*, 1994; Martín-Pérez, 1997). En esta asociación, la ausencia de *Zygrhablithus Bijugalis*, indicaría un medio de depósito muy profundo, ya que esta especie se disuelve en medios profundos. Las asociaciones faunísticas encontradas muestran una edad de Oligoceno Superior en los tres sectores.

Estas pueden verse detalladamente en las Figuras 48 y 49.

SECTOR	Muestras (P)															OLIGOCENO SUPERIOR-AQUITANIENSE INFERIOR										
		Catatyphyrax dissimilis	Catatyphyrax unicavus	Globigerina anguliofficialis.	Globigerina angulisuturalis	Globigerina eocaena	Globigerina euapertura	Globigerina galavisi	Globigerina ouachitaensis ciproensis	Globigerina ouachitaensis ouachitaensis	Globigerina praebulloides	Globigerina gr. tripartita	Globigerina venezolana	Globigerinoides primordius	Globoquadrina globularis	Globoquadrina cf. altispira globosa	Globorotalia obesa	Globorotalia opima nana	Globorotalia pseudokugleri	Globorotalia siakensis	Globorotaloides suteri	Globorotaloides tapuriensis	Neogloboquadrina nana	Neogloboquadrina opima	OLIGOC. SUP.	AQUIT. INF.
CABRITOS	55*	X	X	X				X	X	X	X			X		X	X		X	X					X	
	56*	X	X			X					X	X	X		X		X	X		X						X
GALLO-VILO	57\$	X	X			X	X				X	X								X		X			X	
	58\$	X				X					X												X		X	
ZAFARRAYA	59	X										X										X	X			X
	60	X									X											X	X			X

Figura 48. Determinación paleontológica por medio de foraminíferos planctónicos de los tramos del Oligo Aquitaniense (\*) Datos faunísticos tomados de Martín-Algarra (1987), para la Unidad de Argüelles y adoptados para la serie de Cabritos, por similitud estratigráfica. (\$) Datos faunísticos tomados de Martín-Martin et al. (1994).

SECTOR	Muestras (N)													OLIGOCENO SUP.			
		Coccolithus adamantheus	Coccolithus eopelagicus	Coccolithus miopelagicus	Cyclicargolithus abisectus	Cyclicargolithus floridanus	Dictyococcites bisectus	Dictyococcites scrippsae	Discaster deflandrei	Discolithina segmenta	Ericsonia obruta	Helicosphaera euphratis	Sphenolithus ciproensis	Sphenolithus distentus	Sphenolithus morformis	Sphenolithus praedistentus	OLIGOCENO SUP.
GALLO-VILO	61*			X	X	X	X	X	X				X	X			NP25
	62*			X	X	X	X	X	X				X	X			NP25
	63*			X	X	X	X	X	X			X	X	X			NP25
	64*			X	X	X	X	X	X				X	X			NP25
	65*			X	X	X	X	X	X				X	X			NP25
	66*			X	X	X	X	X	X				X	X	X	X	NP24
	67*	X	X		X	X	X	X	X					X	X	X	NP24
	68*			X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	NP24

Figura 49. Determinación paleontológica por medio de nannoflora calcárea de los tramos del Oligo Aquitaniense. (\*) Datos de Martín-Martin et al. (1994).

El Tramo de conglomerados con margas intercaladas de la SDAI: En Zafarraya y

Cabritos se ha datado este tramo mediante el estudio de la fauna bentónica y planctónica, dando en ambos casos una edad de Aquitaniense inferior. La presencia de *Miogypsinoides* sp. junto a *Globigerinoides primordius*, data el Aquitaniense inferior. La Figura 47 muestra las asociaciones de macroforaminíferos bentónicos encontrados. Las asociaciones de foraminíferos planctónicos se detallan en la Figura 48.

**El Tramo de margas con intercalaciones de conglomerados, calcarenitas y calizas organógenas de la SDAI:** Los sectores de Zafarraya y Cabritos han mostrado la presencia de *Globigerinoides primordius* en la fauna planctónica y de *Miogypsinoides* sp. en la bentónica, que al igual que para el tramo anterior, datan el Aquitaniense inferior. Las asociaciones encontradas se muestran en las Figuras 47 y 48.

### III.6.5. MINERALOGÍA DE LOS MATERIALES OLIGO-AQUITANIENSES.

Para este estudio mineralógico del Oligo-Aquitaniense se han tomado 26 muestras repartidas en las series de Zafarraya, Gallo-Vilo, Cabritos y Tajo Almarado. La situación de las series estudiadas pertenecientes a la región de la Alta Cadena aparecen en la Figura 50, y las pertenecientes a la región de Valle de Abdalajís en la Figura 51.

En estos mapas aparecen los porcentajes mineralógicos de cada sector. Se ha generalizado el estudio para el Oligoceno Superior y el Aquitaniense inferior conjuntamente, ya que las características mineralógicas y cristalográficas de las series reflejan una alta similitud entre ellas.

#### **a) Descripción de la mineralogía total.**

Los principales componentes determinados dentro de la mineralogía total son la calcita (49-62 %), los filosilicatos (28-40 %), el cuarzo (4-10 %) y la dolomita (< 9 %) y, en cantidades menores se encuentran los feldspatos y las ceolitas. En la Figura 50 y 51 aparecen las características mineralógicas durante el Oligo-Aquitaniense para las series de la Alta Cadena y Valle de Abdalajís respectivamente.

La mineralogía total ha presentado variaciones porcentuales muy importantes entre las distintas series estudiadas (Figura 50 y Figura 51). Gallo-Vilo, presenta los mayores porcentajes de cuarzo (10 %). En Tajo Almarado se han constatado los porcentajes más altos de calcita (62 %), seguido de Cabritos y Zafarraya (58 y 53). En esta serie se ha detectado además la presencia en trazas de ceolitas. Cabritos presenta el porcentaje más alto de dolomita (9%). Los porcentajes más altos de filosilicatos, respecto a las demás series, se han encontrado en las series de Zafarraya y Gallo-Vilo, siendo éstos de un 40 % (Figura 50).

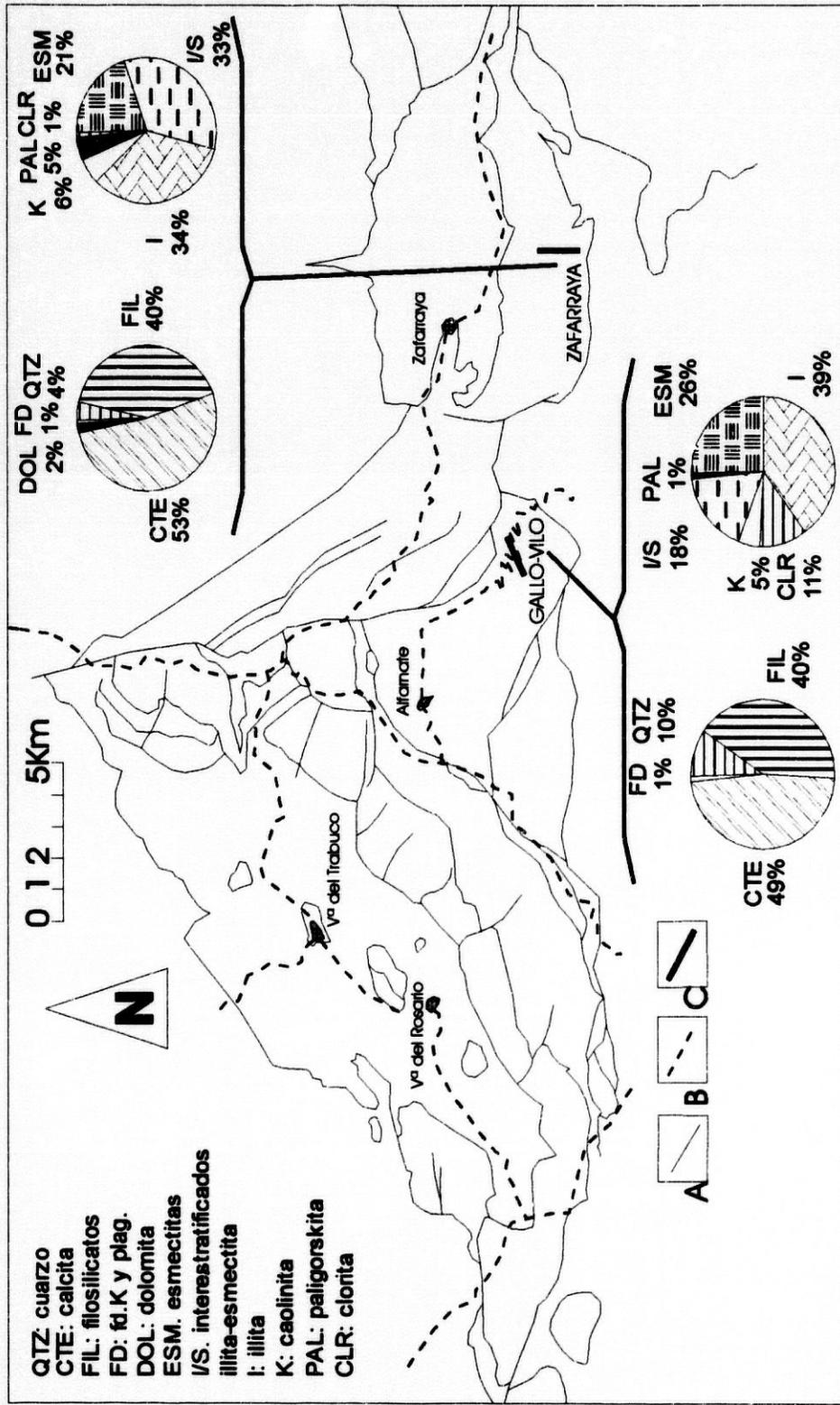


Figura 50. Mapa de situación de las series oligo-aquitanienses estudiadas y reconocidas en la región de la Alta Cadena. Las series en mayúscula corresponden a las que se les ha realizado el estudio mineralógico, el cual queda reflejado en los gráficos que aparecen junto a ellas. A: contactos geológicos indiferenciados. B: carreteras principales. C: cortes estratigráficos estudiados y reconocidos.

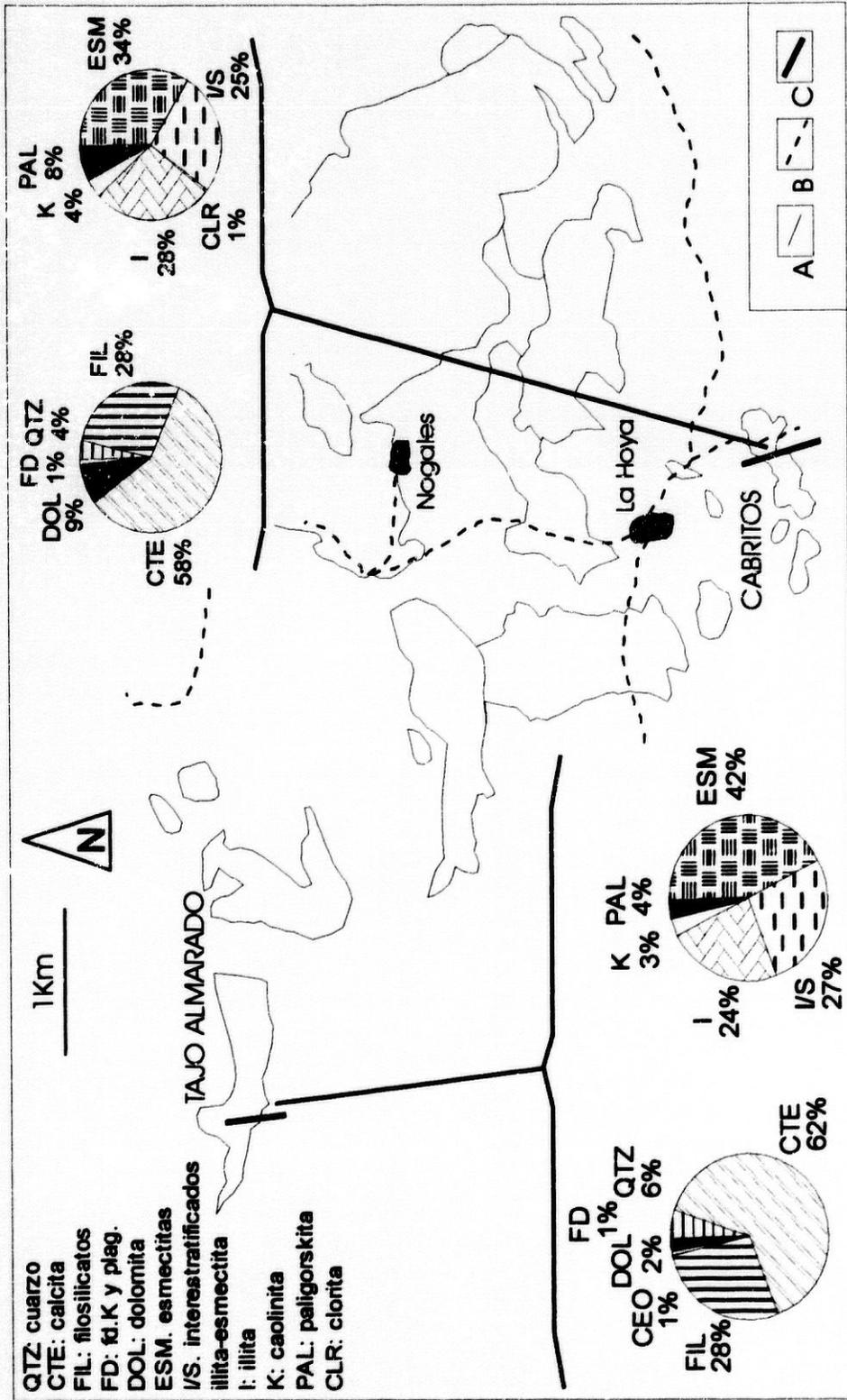


Figura 51. Mapa de situación de las series oligo-aquitanienses estudiadas y reconocidas en la región de Valle de Abdalajis. Las series en mayúscula corresponden a las que se les ha realizado el estudio mineralógico, el cual queda reflejado en los gráficos que aparecen junto a ellas. A: contactos geológicos indiferenciados. B: carreteras principales. C: cortes estratigráficos estudiados y reconocidos.

Es de destacar la presencia sistemática de dolomita en todas las series, concretamente en la serie de Cabritos, la muestra 59m llega hasta un 33% del total. La presencia de esta dolomita se detecta al comienzo del Oligoceno Superior y del Aquitaniense inferior en todos los sectores. Es de destacar el aumento que presentan, por término medio, todas las series en sus contenidos en cuarzo, respecto al presentado para edades anteriores, sólo la serie de Cabritos sigue manteniendo porcentajes bajos del mismo.

#### **b) Descripción de la mineralogía de las arcillas.**

Está compuesta para todas las series por seis componentes esencialmente: esmectitas (21-42 %), illita (24-39 %), interestratificados I/S (18-33 %), caolinita (< 6 %), clorita (< 11 %) y paligorskita (< 8 %). En la Figura 50 y 51 aparecen las características mineralógicas durante el Oligo-Aquitaniense para las distintas series estudiadas en la Alta Cadena y el valle de Abdalajis respectivamente.

Se ha detectado una alta heterogeneidad en cuanto a la distribución mineralógica, siendo de destacar, la ligera riqueza que presenta la serie de Gallo-Vilo en clorita y caolinita (11 y 5 %, respectivamente) y su escasez en interestratificados I/S (18 %) respecto a las otras series (Figura 50). Por otra parte, se ha constatado la ausencia total de clorita, incluso en trazas, en la serie de Tajo Almarado, aunque se ha detectado en trazas en el resto de las series. Las esmectitas se distribuyen de mayor a menor contenido en las distintas series, por éste orden: Tajo Almarado, Cabritos, Gallo-Vilo y Zafarraya (42, 34, 26 y 21 %, respectivamente). La illita se comporta, más o menos, de forma opuesta a las esmectitas, presentando la serie del Gallo-Vilo y Zafarraya (Figura 50) los valores más altos (39 y 34 %, respectivamente). Se ha constatado la presencia de paligorskita en todas las series, siendo de especial importancia en la serie de Cabritos (8%), mientras que sólo lo hace en trazas en la serie del Gallo-Vilo. La presencia de paligorskita, al igual que lo hacía la dolomita, se da con mayor abundancia a muro de los tramos del Oligoceno y del Aquitaniense respectivamente, para ir decreciendo a techo de los mismos.

Otras características a destacar, es el predominio de las esmectitas sobre el resto de la mineralogía, sobre todo en la serie distal de Cabritos (Figura 51). Sin embargo, los valores obtenidos para las esmectitas en esta "Megasecuencia Depositional" son bajos respecto a las anteriormente descritas. En Zafarraya, la illita y los interestratificados I/S presentan mayor porcentaje que la esmectita y en el Gallo-Vilo la illita supera claramente a la esmectita (Figura 51).

#### **c) Parámetros cristalográficos y relaciones minerales estudiadas.**

Los valores obtenidos del estudio cristalográfico se recogen en los Anexos III y IV. La relación  $I_{100}/I_{101}$  del cuarzo (Eslinger *et al.*, 1973), ha mostrado valores comprendidos entre 0,25 y

0,5, que sin duda, son indicativos del carácter detrítico heredado de este mineral, pero a diferencia de lo que ocurría durante el Paleoceno y el Eoceno, estos valores tan dispersos son indicativos de la erosión de cuarzos poco evolucionados.

Sobre la illita, estudiando su cristalinidad y composición química aproximada mediante la relación  $I_{5A}/I_{10A}$ , Esquevin (1969), se han obtenido valores comprendidos entre 0,3 y 1,4, que indican una clara naturaleza aluminica para las mismas. La cristalinidad de éstas es por término medio baja.

La cristalinidad de las esmectitas, tomada de forma comparativa a partir de la comparación de las reflexiones (001) de las mismas ha sido por lo general baja.

**d) Valores obtenidos para la relación esmectita+caolinita/illita.**

A partir de la formula de Daoudi *et al.* (1995), se han obtenido los valores relativos de variación del nivel del mar para cada sección y posteriormente se han correlacionado, obtenido una curva general para el Oligo-Aquitariense que se muestra en la Figura 52. En esta Figura se disponen los valores de las series, de más distal a la izquierda, a más proximal a la derecha. Estos valores se han correlacionado con la curva de variación del nivel del mar general obtenida por Haq *et al.* (1988) durante el Oligo-Aquitaniense. En todo momento se han respetado las dataciones faunísticas obtenidas, base de este análisis.

### III. 6.6. INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA.

La naturaleza de estos sedimentos, formados principalmente por conglomerados, habla de unas condiciones de clara desmantelación de terrenos circundantes, en ambientes costeros de transición marino-continental y su posterior depósito en ambientes más profundos. La presencia de turbiditas calcáreas, calizas organógenas y niveles de margas más importantes a techo nos habla, en algunos casos, de condiciones de talud o cuenca (Martín-Martín *et al.*, 1994).

Por otro lado, los valores obtenidos de la relación mineralógica esmectita+caolinita/illita y las observaciones de campo indican la existencia de dos secuencias deposicionales de carácter transgresivo, separadas por un tramo en el que los valores mineralógicos para la obtención de la curva de variación relativa del nivel del mar son muy bajos, proponiendo para el mismo una laguna, que por métodos estratigráficos no se ha podido detectar, ya que no presenta la ausencia de ninguna biozonación.

Se han obtenido valores relativos del nivel del mar muy variados en las series estudiadas,

aunque de forma general se tratan de valores indicativos de proximalidad durante el Oligoceno Superior y un poco más distales durante el Aquitaniense inferior (Figura 52). Este hecho se correlaciona perfectamente con los datos estratigráficos, tipos de facies y estudios faunísticos.

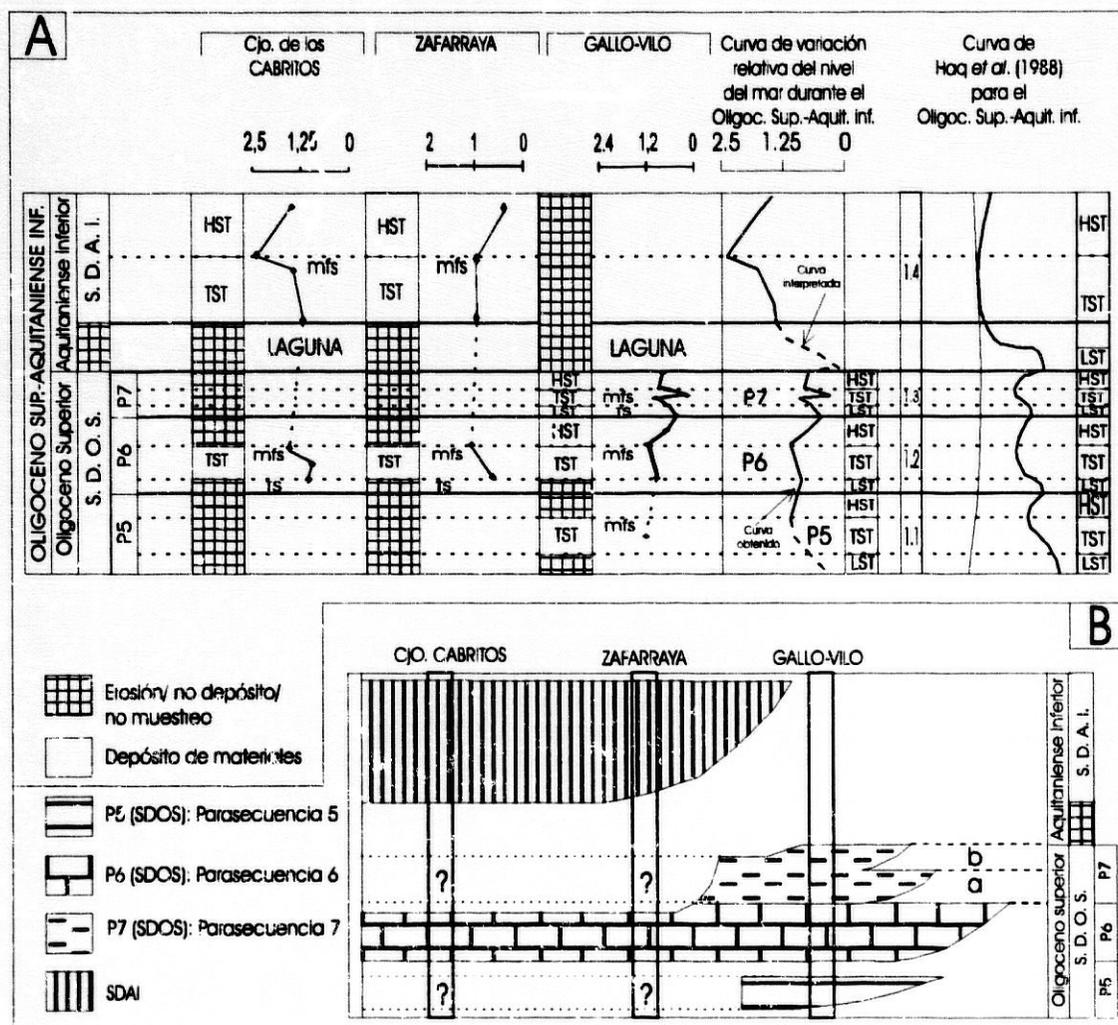


Figura 52. A: Correlación mineralógica de las series oligo-aquitanienses estudiadas, de más distal a la izquierda a más proximal a la derecha. Curva de variación relativa del nivel del mar durante el Oligo-Aquitaniense para cada serie y curva sintética para el área estudiada, según la fórmula propuesta por Daoudi et al. (1995). Curva eustática general para el Oligo-Aquitaniense propuesta por Haq et al. (1988).

Cortejos sedimentarios durante el Oligo-Aquitaniense, donde se distinguen la Secuencia Depositional del Oligoceno Superior y la Secuencia Depositional del Aquitaniense inferior, junto con las tres parasecuencias definidas en el Oligoceno superior (P5, P6, P7a y P7b). B: Relación y distribución interpretada de las unidades litoestratigráficas. B: Distribución y relación interpretada de las unidades litoestratigráficas.

La serie que ha presentado los valores mineralógicos más altos y por tanto los que indican una mayor distalidad es Cabritos, seguida de Zafarraya y Gallo-Vilo, respectivamente. Tajo

Almarado ha presentado valores de distalidad similares a los obtenidos para las series de la Alta Cadena, aunque su sedimentación durante esta época sigue siendo pelágica. La serie más completa es la de Zafarraya, aunque la presencia en Cabritos de términos calcareníticos y la ausencia de margas, unido al hecho de presentar los valores más altos de la relación mineral esmectita+caolinita/illita, hacen pensar en la posible dismantelación de estos últimos términos margosos de edad Aquitaniense, durante su emplazamiento dentro de los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar.

En el Gallo-Vilo no se han detectado términos aquitanienses por lo que, junto a las evidencias mineralógicas, hace pensar claramente, que se trate de la serie más proximal. Se ha encontrado a la altura del cruce de la carretera de Alfarnatejo, muy próximo al Gallo-Vilo, la presencia de unos conglomerados muy cementados, que según Peyre (1974), presentan una edad de Oligoceno, por lo que no cabe duda de la proximalidad que debió presentar éste depósito. Estos conglomerados se depositan directamente sobre las calizas jurásicas, por lo que cabe pensar de que estos materiales se depositaran tras un periodo de gran regresión marina directamente sobre los materiales de los que se abastecían en ambientes marinos muy proximales, aspecto que se ve corroborado por el carácter cada vez más regresivo que muestra la curva mineralógica de variación del nivel del mar para esta época.

Se han dividido los materiales del Oligo-Aquitaniense en dos secuencias deposicionales por medio del reconocimiento estratigráfico y el estudio mineralógico. La primera denominada Secuencia Depositional del Oligoceno Superior (SDOS), que a su vez he dividido en tres parasecuencias (P5, P6 y P7), y la segunda Secuencia Depositional del Aquitaniense Inferior (SDAI). La aparición de conglomerados progradantes en las zonas más distales y a la base de la primera secuencia, parece indicar el final de una regresión forzada, un *Lowstand Systems Tract* (LST). Estas facies de conglomerados hacia arriba pasan a niveles de margas, que para la primera parasecuencia ha constituido el *Transgressive Systems Tract* (TST). Existen otras dos parasecuencias, (P6 y P7), en la P6 no se ha podido muestrear el nivel de conglomerados basal que constituye el *Lowstand Systems Tract* (LST), aunque si el tramo transgresivo, el *Transgressive Systems Tract* (TST), compuesto por margas, incluyendo en este nivel, el valor de máxima inundación y el *Highstand Systems Tract* (HST). La última parasecuencia (P7), ha presentado una tendencia inicial a la regresión forzada, con la presencia de unos conglomerados en la base, un *Lowstand Systems Tract* (LST), para pasar posteriormente a un ambiente transgresivo, el *Transgressive Systems Tract* (TST), compuesto por calizas organógenas y margas a techo. Dentro de este P7, el comportamiento mineralógico parece indicar dos sub-parasecuencias, la P7a y la P7b (Figura 52). Este tramo, no obstante, concluye con el valor de máxima inundación, el *maximum flooding surface* (mfs). La Secuencia Depositional del Aquitaniense inferior sólo aparece en Zafarraya y Cabritos. Presenta un nivel inicial de conglomerados, en claro ambiente de regresión forzada, detectado en ambas series. Este nivel inicial constituye un *Lowstand Systems Tract* (LST).

Posteriormente se ha detectado la presencia de niveles de calizas organógenas y margas que indican una tendencia transgresiva, lo que constituiría el *Transgressive Systems Tract* (TST). A techo del conjunto aparecen unas margas, alcanzando la curva mineralógica sus valores más altos, correlacionable con el valor de máxima inundación, en un punto que debe de coincidir con el *maximum flooding surface* (mfs).

### **III.7. LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL BURDIGALIENSE INFERIOR.**

#### **III.7.1. INTRODUCCIÓN.**

Se han estudiado varios sectores donde afloran materiales del Burdigaliense inferior, mostrando una gran homogeneidad de facies, no así de potencias. Además de las series estudiadas en este trabajo: Gallo-Vilo, Zafarraya, Pto. de las Pedrizas, Gibalto-Parrilla, La Hoya y Tajo Almarado (Magné *et al.*, 1969; Vera, 1969; Peyre, 1974; Martín-Algarra, 1987; Martín-Martín *et al.*, 1994; Martín-Pérez, 1997), he reconocido otras series como Enebral y Tres Mogotes descritas por Peyre (1974), Barba Martín *et al.* (1979) y Martín-Algarra (1987).

Los materiales del Burdigaliense inferior quedan limitados, a muro, por una discontinuidad estratigráfica con laguna asociada, situándose de forma discordante sobre los materiales infrayacentes. Estos materiales se encuentran de forma indiferenciada sobre materiales del mesozoico, sobre materiales de la "Megasecuencia Depositional" Oligoceno Oligo-Aquitaniense", o en forma de bloques dispersos alojados dentro del Complejo del Campo de Gibraltar (La Hoya). No se han constatado que existan materiales más modernos que estos en ningún sector estudiado o reconocido en la Alta Cadena, por lo que se les supone los últimos materiales del Terciario. No se ha constatado en estos sedimentos la presencia de discontinuidades que pudieran haber dividido esta secuencia deposicional en unidades menores.

#### **III.7.2. LITOFACIES DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL BURDIGALIENSE INFERIOR (S. D. B. I.).**

Los afloramientos estudiados del Burdigaliense inferior son: Gallo-Vilo, Zafarraya, Pto. de las Pedrizas, Gibalto-Parrilla y La Hoya, y los reconocidos son: Enebral y Tres-Mogotes. (Peyre, 1974). En la Figura 53 se muestran las series de la Secuencia Depositional del Burdigaliense inferior, en la que se incluyen las series estudiadas y las sólo reconocidas.

Para el estudio litoestratigráfico, se ha dividido el registro del Burdigaliense Inferior en tres tramos que se describen a continuación:

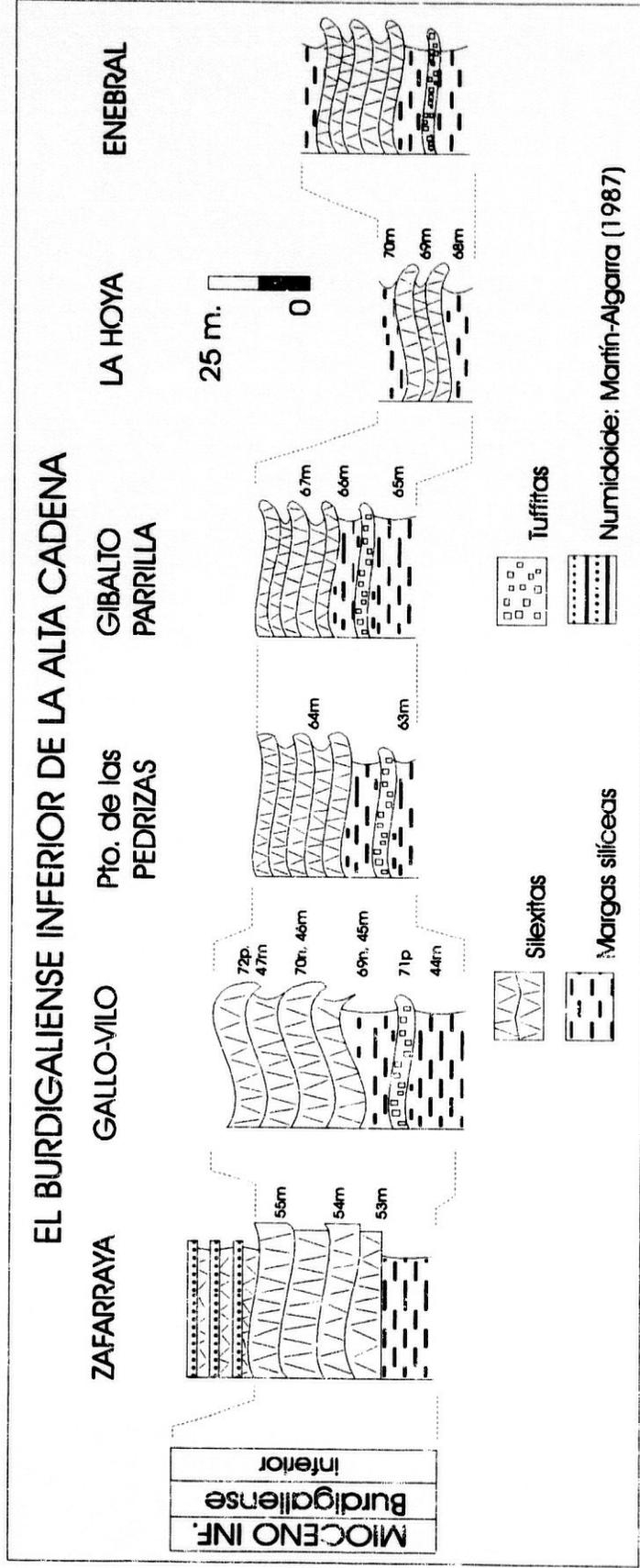


Figura 53. Correlación estratigráfica de las series burdigalienses de la Alta Cadena y La Hoya. Se han representado tanto las series estudiadas en este trabajo, como las sólo reconocidas sobre el terreno.

representado tanto las series estudiadas en este trabajo, como las sólo reconocidas sobre el terreno.

a) **Tramo de sílexitas con margas intercaladas:** Se ha observado en todas las series (Peyre, 1974; Martín-Martín *et al.*, 1994; Alcalá-García *et al.*, 1997b; Martín-Pérez, 1997). Se trata de niveles más o menos compactos de sílexitas, con niveles de margas más abundantes y potentes a techo, presentando el conjunto una potencia máxima de 25 metros. En las series del Pto. de las Pedrizas y La Hoya se ha detectado que estas sílexitas presentan, a la base, un aspecto más compacto y mas rico en sílice. Presentan colores amarillentos, siendo comunes las pátinas de óxidos (Figura 53).

b) **Tramo de margas silíceas con intercalaciones de tuffitas y sílexitas:** Aflora como el tramo anterior en todas las series. Presenta los mismos colores, aunque ya no son tan abundantes las pátinas de óxidos como en el tramo anterior. Las intercalaciones de sílexitas y tuffitas son menos comunes y abundantes. La potencia máxima alcanzada es de 10 metros. (Figura 53).

c) **Tramo de margas silíceas y sílexitas con intercalaciones areniscas y arcillas marrones:** Aflora únicamente en la serie de Zafarraya, con una potencia de unos 10 metros (Figura 53). Presenta colores pardos en superficie. La componente areniscosa y arcillosa va siendo más abundante a techo del tramo, hasta llegar a ser imperceptible a muro, la presencia de margas silíceas y sílexitas. Estas areniscas y arcillas marrones corresponden al Numidoide de Martín-Algarra (1987).

### III.7.3. EDAD DE LOS DISTINTOS TRAMOS DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL BURDIGALIENSE INFERIOR.

SECTOR	Muestras (N)	Discoaster deflandrei	Discoaster druggii	Coccolitus pelagicus	Coccolitus miopelagicus	Cyclicargolithus abisectus	Dictyococcites scrippsae	Cyclicargolithus floridanus	Helicosphaera carteri	Reticulafenestra daviesi	Reticulafenestra gartneri	Sphenolithus dissimilis	BURDIGALIENSE INF.
													BURDIGALIENSE INF.
GALLO-VILO	69*	X	X	X	X	X	X		X	X		X	NN2
	70*	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	NN2

Figura 54. Determinación paleontológica por medio de nannoplancton calcáreo de los tramos del Burdigaliense inferior. (\*) Datos tomados de Martín-Martín *et al.* (1994).

Se han analizado 4 muestras para estos tramos, constatado una edad de Burdigaliense inferior (zona NN2), en todos los casos. La presencia de *Discoaster druggii* y la ausencia de *Sphenolithus belemnos*, en el estudio de la nannoflora calcárea, confirma una edad máxima de Burdigaliense inferior basal (Figura 54). La asociación de foraminíferos planctónicos ha proporcionado poca resolución y sólo la presencia de *Globigerinita incrusta* y *Globoquadrina dehiscens*, dos especies indicativas de depósitos miocénicos, ha permitido datar los mismos (Figura 55).

SECTOR	Muestras (P)	<i>Globigerina incrusta</i>	<i>Globoquadrina dehiscens</i>	Radiolarios	BURDIGALIENSE INF.
					BURDIGALIENSE INF.
GALLO-VILO	71*	X	X	X	X
	72*	X	X	X	X

Figura 55. Determinación paleontológica por medio de foraminíferos planctónicos de los tramos del Burdigaliense inferior. (\*) Datos tomados de Martín-Martín et al. (1994).

#### III.7.4. MINERALOGÍA DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL BURDIGALIENSE INFERIOR.

Para el estudio mineralógico del Burdigaliense inferior se han tomado 18 muestras en las series de Gallo-Vilo, Zafarraya, Pto. de las Pedrizas, Gibalto-Parrilla, La Hoya y Tajo Almarado. La situación de las series estudiadas en detalle, así como también las reconocidas en el terreno aparecen en la Figura 56, pertenecientes a la región de la Alta Cadena y la Figura 57 pertenecientes a la región de Valle de Abdalajis.

En estos cortes aparecen los porcentajes mineralógicos de cada sector. Se ha generalizado el estudio para todo el Burdigaliense, ya que las características mineralógicas y cristalográficas que presentan las series estudiadas presentan una gran similitud entre ellas.



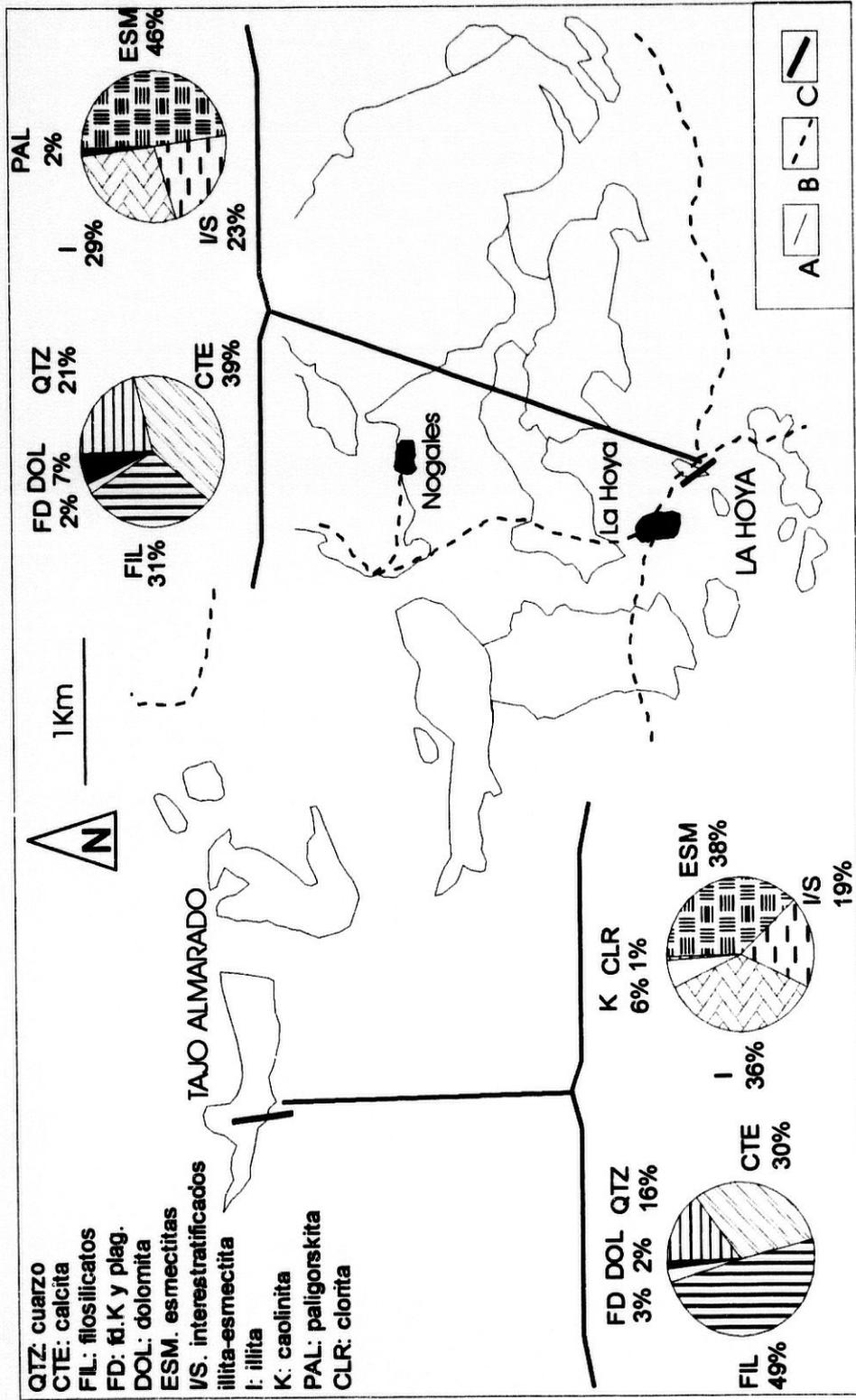


Figura 57. Mapa de situación de las series burdigalienses estudiadas y reconocidas en la región del valle de Abdalajis. Las series en mayúscula corresponden a las que se ha realizado el estudio mineralógico, el cual queda reflejado en los gráficos que aparecen junto a ellas. A: contactos geológicos indiferenciados. B: carreteras principales. C: cortes estratigráficos estudiados y reconocidos.

**a) Descripción de la mineralogía total.**

Entre los componentes determinados dentro de la mineralogía total, dominan claramente la calcita (30-65 %), los filosilicatos (18-41 %) y el cuarzo (4-21 %), y en cantidades menores aparecen feldespatos (< 5 %) y muy ocasionalmente dolomita (< 7 %). En la Figura 56 y 57 aparecen las características mineralógicas durante el Burdigaliense inferior para las distintas series estudiadas en la Alta Cadena y el valle de Abdalajís respectivamente.

La mineralogía total aunque muy constante en las seis series estudiadas, presenta algunas variaciones puntuales. La Hoya (Figura 56), presenta los mayores porcentajes de cuarzo (21 %). En el Pto. de las Pedrizas se detectan los porcentajes más altos de filosilicatos y menores de calcita (49 y 40 %, respectivamente), respecto de las otras fases de las seis series estudiadas (Figura 56). Gibalto-Parrilla y Zafarraya (Figura 56) presentan los valores más altos de calcita y menores de filosilicatos (65 y 63 % y, 30 y 18 %, respectivamente). Es de destacar la gran variabilidad de porcentajes minerales obtenidos para todas las series, siendo en cambio destacable la alta homogeneidad en cuanto a las fases minerales encontradas. Se ha detectado la presencia de dolomita en las series de Tajo Almarado y La Hoya, aunque nunca superando el 7% del total de la muestra (Figura 57). Esta dolomita se ha detecta al comienzo de ambas series, para desaparecer a techo, aunque en el caso de La Hoya permanece más o menos constante a lo largo de ella.

**b) Descripción de la mineralogía de las arcillas.**

Está compuesta para las seis series por seis componentes esencialmente: esmectitas (15-49 %), illita (15-37 %), interestratificados I/S (19-42 %), caolinita (< 10 %), paligorskita (< 6 %) y clorita (< 13 %). En la Figura 56 y Figura 57 aparecen las características mineralógicas durante el Burdigaliense inferior para las series estudiadas en la Alta Cadena y el valle de Abdalajís respectivamente.

Se ha detectado una alta uniformidad en cuanto a la distribución de la mineralogía, siendo de destacar la ligera riqueza que presenta la serie de Zafarraya en caolinita e interestratificados I/S (10 y 42 %, respectivamente) respecto al resto de las series (Figura 56). Por otra parte, es de destacar la ausencia total de clorita, incluso en trazas en todas las series salvo en el Gallo-Vilo, donde alcanza valores de un 13 %. Las esmectitas presentan porcentajes altos en la series de Pedrizas y La Hoya (49 y 46 %), medios en Tajo Almarado, Gallo-Vilo y Gibalto-Parrilla (38, 38 y 32 %, respectivamente) y bajos en Zafarraya (15 %). La illita se comporta de forma opuesta a las esmectitas, presentando la serie de Gibalto-Parrilla y Gallo-Vilo porcentajes de un 37 y 35 %, respectivamente (Figura 56). Se ha constatado la presencia de paligorskita en trazas en todas las series, siendo las series de Gallo-Vilo y Gibalto-Parrilla las que presentan mayor cantidad (5 y 6 %, respectivamente). La caolinita presenta valores un poco más altos, por término medio, que el resto

de las series estudiadas para las "Megasecuencias Depositionales" anteriores. La serie de Zafarraya, en sus tramos superiores (muestra 55m), presenta porcentajes de hasta un 15% de caolinita, siendo la serie del Gallo-Vilo, la que le sigue en abundancia de este mineral (Figura 56).

Otra característica a destacar para el conjunto de la mineralogía de las arcillas del Burdigaliense inferior de la Alta Cadena, La Hoya y Tajo Almarado, es el predominio de las esmectitas sobre el resto de la mineralogía. Se ha detectado un carácter contrapuesto en cuanto al comportamiento de la illita respecto a las esmectitas, ya que son totalmente inversas en su aparición. Se ha observado que existe además una gradación contraria en la abundancia relativa de caolinita. En las series más distales, se han detectado mayores porcentajes de caolinita que en las más proximales.

### **c) Parámetros cristalográficos y relaciones minerales estudiadas.**

Los valores obtenidos del estudio cristalográfico se recogen en los Anexos III y IV. La relación  $I_{100}/I_{101}$  del cuarzo (Eslinger *et al.*, 1973), ha mostrado los valores más bajos y homogéneos de todas las "megasecuencias secuencias", no superando nunca el 0,3. Estos valores indican un tamaño de grano pequeño y muy deteriorado, sin duda debido a un gran transporte y una posible granoclasificación por la distancia. Los valores más bajos se han obtenido en La Hoya y Pto. de las Pedrizas, estos van desde 0,17 a 0,21. Los valores más altos se han obtenido en las series de Zafarraya y Gibalto-Parrilla, estos van desde 0,25 a 0,3. Todos estos valores parecen indicar una proveniencia derivada de cuarzos hidrotermalmente alterados y a partir de vulcanitas terciarias (Eslinger *et al.*, 1973).

Sobre la illita, estudiando su cristalinidad y composición química aproximada mediante la relación de intensidades a  $I_{5A}/I_{10A}$  (Esquevin, 1969), se han obtenidos valores muy variados según las series, estando comprendidos entre 0,3 y 1,4. Estos valores son indicativos de una posible presencia de Mg en su red cristalográfica. Los valores altos se dan siempre en las margas silíceas, lo que indicarían composiciones más aluminicas para estas illitas, mientras que los valores bajos se dan siempre en las silexitas, con lo cual, se debe probablemente a que estas illitas presenten un enriquecimiento en Mg anómalo. Sus cristalinidades por término medio son bajas.

La cristalinidad de las esmectitas es baja en todas las series, salvo en la serie del Pto. de las Pedrizas, la cual presenta picos muy bien definidos.

### **d) Valores obtenidos para la relación esmectita+caolinita/illita.**

Según la formula propuesta por Daoudi *et al.* (1995), se han obtenido los valores para cada sección y posteriormente se han correlacionado para todas las series, obtenido una curva de

variación relativa del nivel del mar, para este dominio, durante el Burdigaliense inferior, que se ha correlacionado con la curva general de Haq *et al.* (1988) para esta edad. La Figura 58 muestra los valores obtenidos para cada serie, dispuestos de más distal a la izquierda a más proximal a la derecha. En todo momento se han respetado las dataciones obtenidas, base de este análisis.

### III.7.5. INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA.

La naturaleza de los materiales burdigalienses, formados casi en exclusividad por silexitas, margas silíceas con intercalaciones de tuffitas y vulcanoclastitas, habla de unas condiciones de depósito distal influenciado por procesos de vulcanismo de naturaleza calcoalcalina (Pettijohn *et al.*, 1972; Pecorini, 1974; Zuffa 1985).

Por otra parte la fauna presente es bastante escasa, ya que la aparición de foraminíferos planctónicos ha sido escasa. Sólo la aparición de nanoflora calcárea mal conservada ha permitido datar estos materiales, detectándose una importante presencia de *Radiolarios*, tal vez debida a una proliferación faunística a causa del desarrollo silíceo en el medio.

Por otro lado, los valores obtenidos para la relación esmectita+caolinita/illita y las observaciones de campo nos hablan de un único ciclo sedimentario de carácter transgresivo, lo cual está buena concordancia con el tipo de facies y mineralogía encontrada para cada sector (Figura 58).

Se ha englobado el registro sedimentario del Burdigaliense inferior, mediante el estudio estratigráfico y mineralógico, dentro de una única Secuencia Deposicional (Figura 58). Al tratarse de un depósito distal homogéneo es difícil reconocer en sus facies los cortejos sedimentarios. No obstante, la curva mineralógica de variación relativa del nivel del mar, parece indicar (Figura 58) un *Lowstand Systems Tract* (LST), a continuación un *Transgressive surface* (TS), y finalmente un *Highstand Systems Tract* (HST), detectándose un punto de máximo valor relativo del nivel del mar que podría coincidir con el *maximum flooding surface* (mfs). Estas silexitas, en claro ambiente transgresivo, pasan a unas margas con intercalaciones de silexitas y tuffitas, indicativas de condiciones distales. Los niveles más margosos se corresponden con las condiciones más distales, en los que he detectado el posible *maximum flooding surface* (mfs).

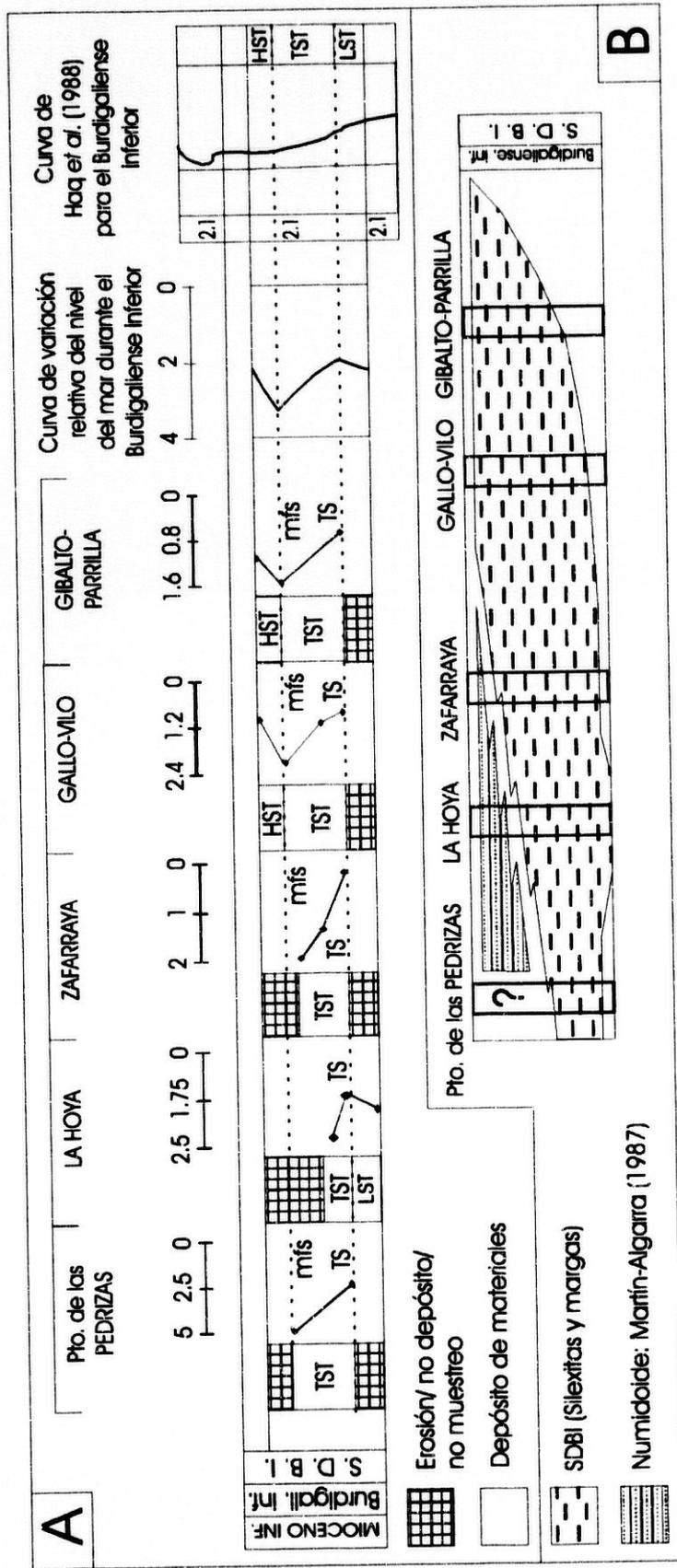
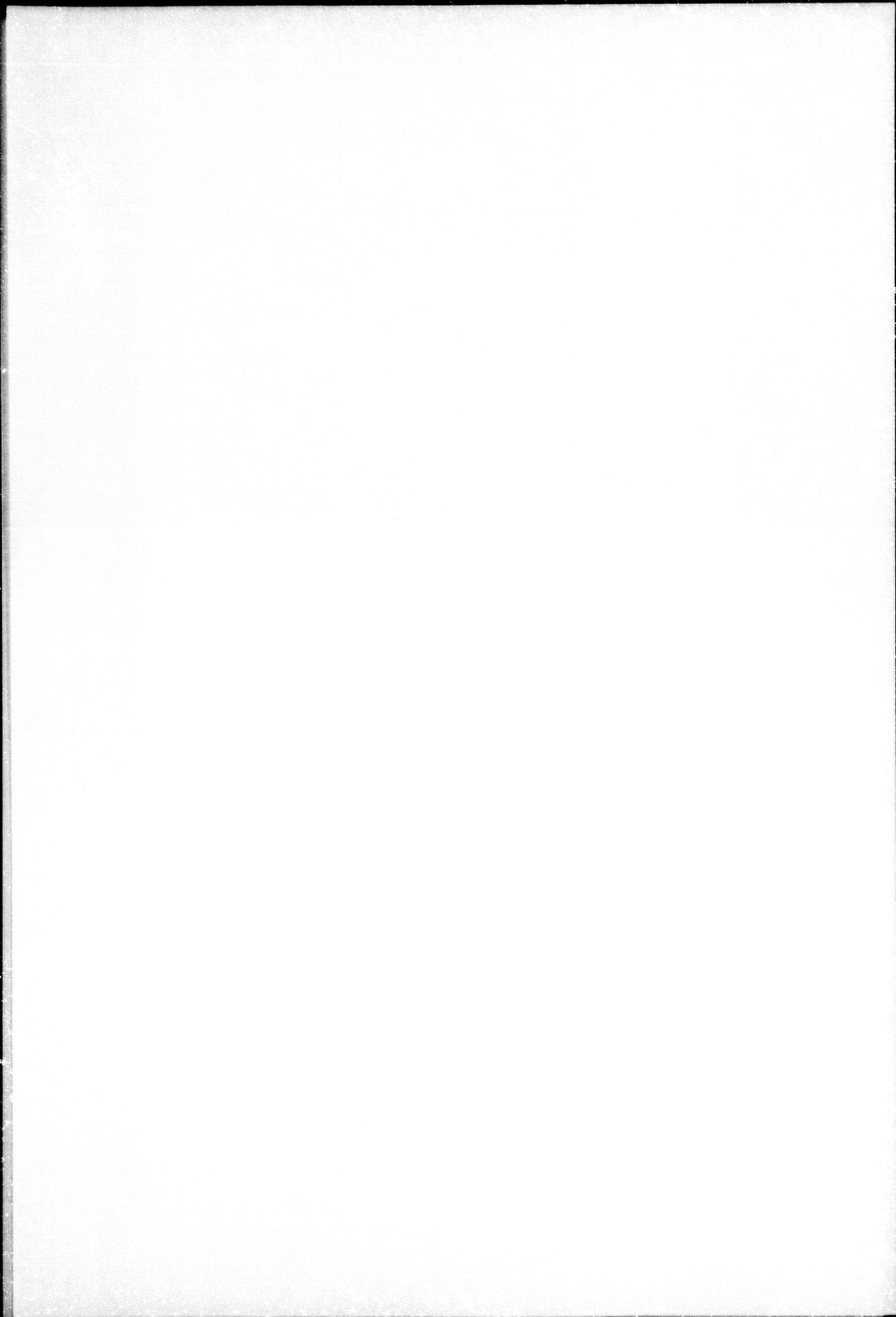


Figura 58. Correlación mineralógica de las series burdigalenses estudiadas, de más proximal a la izquierda a más distal a la derecha. Curva de variación relativa del nivel del mar durante el Burdigalense inferior para cada serie y curva sintética para el área estudiada, según la fórmula propuesta por Daoudi et al. (1995). Curva eustática general para el Burdigalense inferior propuesta por Haq et al. (1988). Cortejos sedimentarios durante el Burdigalense inferior, donde se distinguen únicamente una Secuencia Depositional de edad Burdigalense Inferior (SDBI). B: Relación y distribución interpretada de las unidades litoestratigráficas.

**Parte Cuarta:**  
**SÍNTESIS PALEOGEOGRÁFICA Y**  
**CONCLUSIONES**



#### **IV. PALEOGEOGRAFÍA DE LA ALTA CADENA Y SECTORES ADYACENTES. LAS UNIDADES DE TRANSICIÓN AL SURCO TERCIARIO DE LOS FLYSCHS BÉTICOS: UNIDADES TIPO ZAFARRAYA.**

##### **IV.1 INTRODUCCIÓN.**

Hasta este punto se han descrito los diferentes cortes estudiados y a partir de ellos se ha elaborado la arquitectura estratigráfica y su interpretación sedimentaria para el intervalo comprendido entre el Paleoceno y el Burdigaliense inferior.

En el presente capítulo se va a proceder a la proposición de las diferentes fases tectónicas que afectaron a este dominio durante el Terciario y a la elaboración de modelos paleogeográficos para el sector estudiado durante el Terciario, una vez presentada la reconstrucción palinspástica de las unidades tratadas. Estos modelos serán mostrados por intervalos de tiempo concretos.

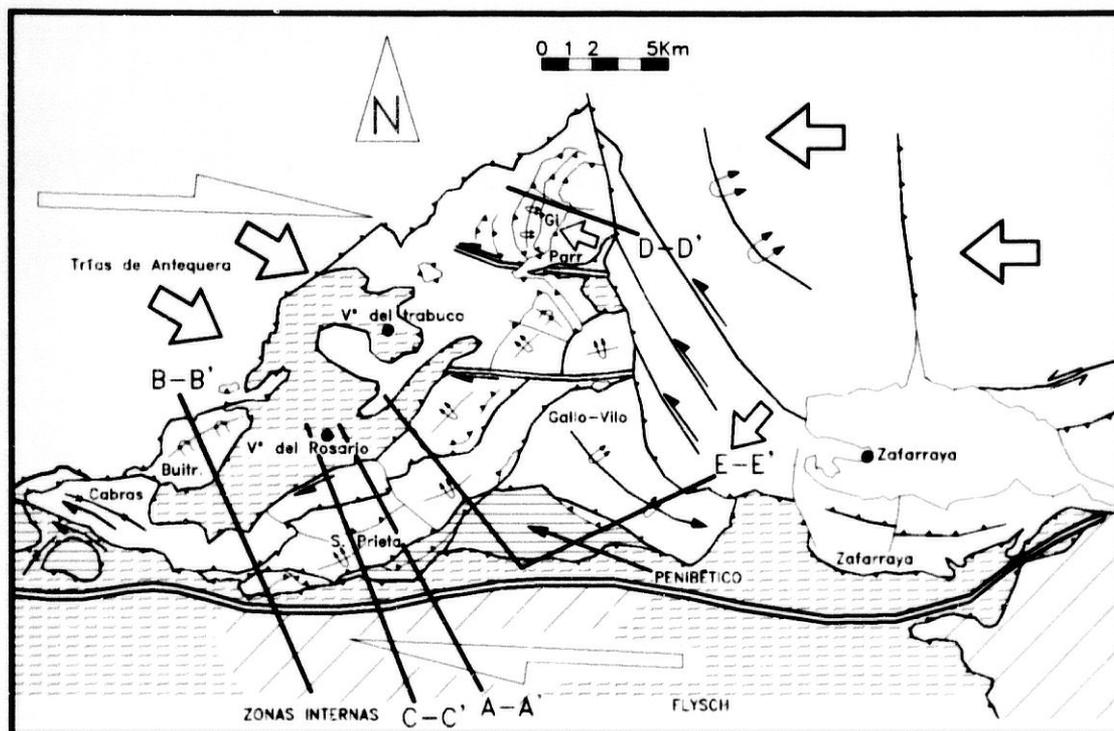
Para cada intervalo se va a realizar, a partir de los valores mineralógicos de la relación esmectita+caolinita/illita, mapas de facies que permitirán, tras su integración con los datos estratigráficos, elaborar posteriormente bloques-modelo.

He considerado necesario y al mismo tiempo suficiente, presentar la paleogeografía para los periodos que coincidieron con el depósito de las "megasecuencias deposicionales", por no existir diferencias sustanciales apreciables con las técnicas empleadas a una óptica mayor. De este modo serán presentados estos modelos, así como su interpretación, para los "megasecronos" del Paleoceno, Eoceno Inferior-Medio *s.l.* y Oligoceno Superior-Aquitaniense inferior, y para el secrón del Burdigaliense inferior, respectivamente.

##### **IV.2. RASGOS TECTÓNICOS GENERALES DE LA REGIÓN DE LA ALTA CADENA.**

Creo conveniente antes de entrar de lleno en la reconstrucción palinspástica, y por tanto, en la evolución paleogeográfica comentar las principales características tectónicas de la región de la Alta Cadena y los diferentes episodios tectónicos que la han podido afectar durante el Terciario.

En general, en el Terciario de la Alta Cadena no se constata una tectónica de mantos hasta el final de la sedimentación Terciaria reconocida en el Burdigaliense inferior. Debió ser posteriormente a este momento cuando el Dominio de la Alta Cadena sufrió su fase paroxismal de deformación compresiva. No obstante, es conocido que la Cordillera Bética sufrió condiciones compresivas desde el Cretácico Superior, que bien pudieron reflejarse en deformaciones menores que produjeran cambios en la morfología de las cuencas terciarias y, por lo tanto, la aparición de superficies de discontinuidad, así como evoluciones sedimentarias de sus series de forma diferente a las que se registran a nivel global (comportamientos tectono-eustáticos diferentes). Aunque también parte de las discontinuidades pudieran estar ligadas simplemente a variaciones eustáticas globales.



*Figura 59. Modelo tectónico para la Alta Cadena, tomado de Martín-Algarra (1987): Figura 182 a. Los cortes geológicos representados en este mapa se pueden observar en los anexos IV, V y VI.*

Dentro de la Alta Cadena se seguirá el modelo tectónico propuesto por Martín Algarra (1987) en su figura 182 a. Este modelo tectónico local (Figura 59) se encuadra dentro de un marco tectónico-regional influenciado por la geometría del contacto Zonas Internas-Zonas Externas. Se propone en este trabajo el modelo tectónico regional simplificado propuesto, a este efecto, por Sanz de Galdeano (1996) en su figura 5, para el Corredor de Colmenar-Periana (Figura 60). Dentro de este modelo se propone un contacto irregular entre las Zonas Internas y las Zonas Externas claramente observado por las dos orientaciones principales de deformación E-W y N70E que se constatan en la Alta Cadena. Estos dos contactos provocan la existencia de fallas transcurrentes destrosas de gran salto en el margen sur de la Alta Cadena

que favorecen el cabalgamiento de las Zonas Externas sobre las Internas. En cambio la explicación de la existencia de cabalgamientos de dirección N70E en las unidades de Sierra Gorda y Zafarraya, según este autor, hay que achacarlas a la presencia de cabalgamientos frontales de las Zonas Internas sobre las Zonas Externas en el sector oriental de la Alta Cadena, producto de la distinta cinemática cortical de ambos bloques. Para completar este apartado he realizado una serie de cortes geológicos que recogen a grosso modo los principales rasgos estructurales de la Alta Cadena, haciendo especial énfasis a la relación espacial de los distintos sectores estructurales definidos con anterioridad en este dominio, respecto a los materiales del Flysch de Colmenar-Periana, los materiales pertenecientes al Penibético y los afloramientos cercanos de las Zonas Internas (Anexos IV, V y VI).

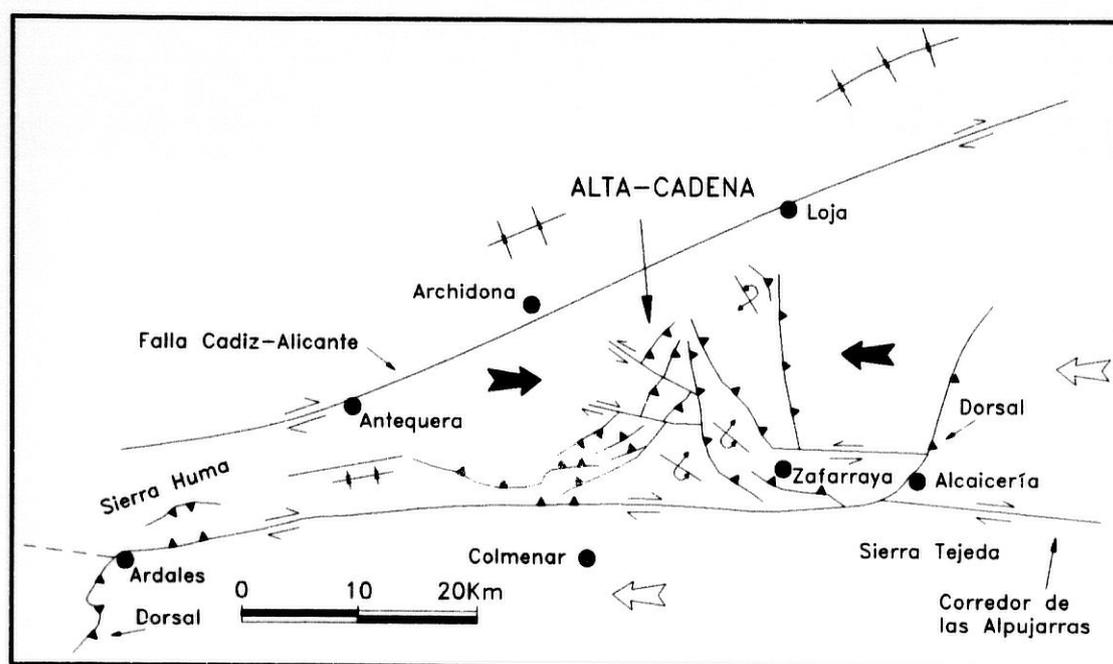


Figura 60. Modelo tectónico general simplificado para la región situada al Norte del Corredor de Comenar-Periana. Figura 5 de Sanz de Galdeano (1996).

### IV.3. FASES TECTÓNICAS.

En este apartado se pretende proponer las diferentes fases de deformación menor que afectaron a la Alta Cadena desde el Paleoceno al Burdigaliense inferior. Esto se ha realizado por comparación de la curva de la relación mineralógica esmectita+caolinita/illita (Daoudi *et al.*, 1995) obtenida para el Terciario de la Alta Cadena (Figura 61) con la curva eustática general de Haq *et al.* (1988), tomada de Vera (1994) y, con una curva obtenida a partir de la misma relación mineralógica para una serie distal pelágica Bética, próxima a la Alta Cadena (Serie Penibética de Tajo Almarado). Cada una de estas curvas presenta un significado

diferente.

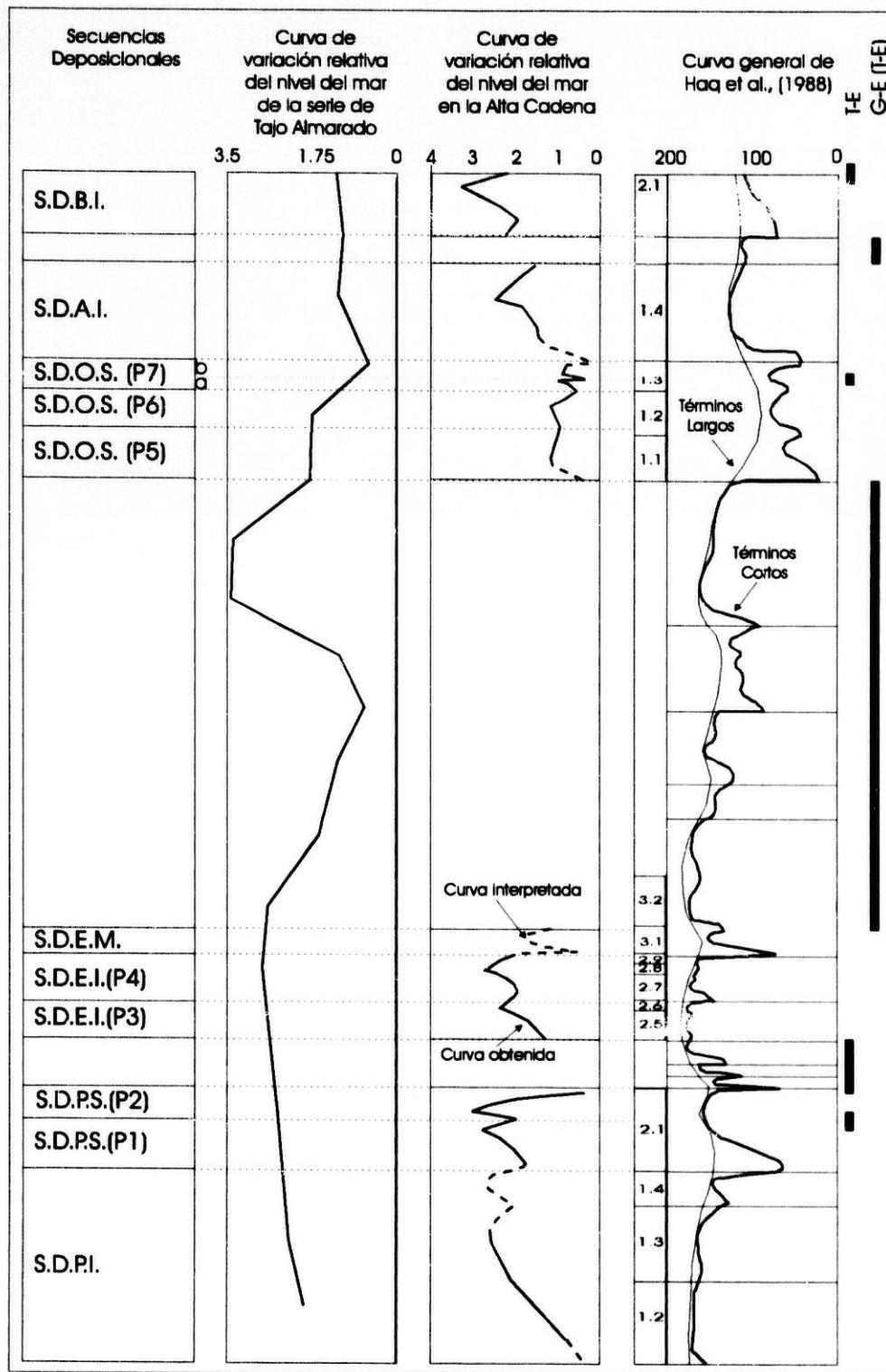


Figura 61. Curvas mineralógicas de variación relativa del nivel del mar obtenidas para la serie de Tajo Almarado y la Alta Cadena durante el Terciario y, curva de variación relativa del nivel de mar propuesta por Haq et al. (1988) para el Terciario, tomada de Vera (1994).

La curva de Haq *et al.* (1988) representa una curva de variación del nivel del mar a nivel mundial, la cual presenta unos términos largos asimilables con periodos eustáticos de rango mayor, junto a otros términos cortos que indican periodos eustáticos de un orden menor (Figura 61).

La curva obtenida para la serie de Tajo Almarado, representa los términos largos del Terciario de este dominio de las Zonas Externas (Figura 61). Su muestreo no ha sido exhaustivo, ya que de lo contrario podríamos haber obtenido una curva de términos cortos y por tanto más resolutive. Esta curva se ajusta, en general, bastante bien hasta el Burdigaliense a la curva de Haq *et al.* (1988), lo cual indica que salvo durante el Burdigaliense no existieron movimientos tectónicos importantes en este sector.

La curva de la Alta Cadena, en cambio, es comparable a los términos cortos de la curva de Haq *et al.* (1988). Su significado en este caso es el mismo, ya que al tratarse de una curva realizada en series de plataforma está muy condicionada por las variaciones eustáticas locales y los solapamientos posteriores (Figura 61). Es precisamente esta curva la que mejor define la existencia de las distintas secuencias deposicionales, ya que en ella se reconocen mejor las distintas discontinuidades registradas.

La curva de variación del nivel del mar obtenida para la Alta Cadena permite distinguir las causas de la aparición de las lagunas estratigráficas detectadas. He establecido que, cuando la curva de la Alta Cadena se adapta a la propuesta por Haq *et al.* (1988) la causa de la aparición de las lagunas estratigráficas se debe a variaciones glacieustáticas, aunque en algunos casos no es descartable la acción conjunta de pequeños fenómenos tectónicos asociados. Por contra cuando dichas curvas no se adaptan, he considerado que la causa de esta separación ha de deberse a causas tectónicas, proponiendo en esos periodos variaciones tectono-eustáticas.

Se han detectado cuatro lagunas estratigráficas de distinta magnitud en el conjunto de sedimentos terciarios de la Alta Cadena (Figura 61). Además, se han detectado tres periodos en los que ambas curvas no se adaptan, debido, como se mencionó anteriormente, a procesos tectono-eustáticos. La explicación de la causa de estas lagunas así como la de los periodos en los que ambas curvas no se paralelizan, hay que achacarlas a procesos glacieustáticos y/o tectono-eustáticos. La distinción de las causas de estas lagunas al igual que la aparición de estos periodos donde las dos curvas no se adaptan se explica a continuación.

Durante el Paleoceno Superior, separando la P3 y la P4 (Figura 61) se ha observado una inflexión de la curva de la Alta Cadena, que se traduce en la existencia, durante este periodo, de un evento tectono-eustático, como pone de manifiesto la disimetría entre curva local y curva general.

En el límite Paleoceno-Eoceno se ha detectado otra laguna estratigráfica (Figura 61). Durante este periodo aparecen en la curva de Haq *et al.* (1988) tres transgresiones no reflejadas en la sedimentación. Este factor sugiere pensar en que la causa de esta laguna se deba a procesos tectono-eustáticos.

La laguna detectada entre el Eoceno Medio y el Oligoceno Inferior (Figura 61) ha de achacarse a procesos glacieustáticos, sin descartar la posible existencia de fenómenos tectónicos asociados. Dicha afirmación se basa en el hecho de que aparezca al inicio del Oligoceno Superior una fuerte regresión que condicionara la erosión de los posibles depósitos previos. Los procesos tectónicos no son descartables tampoco, ya que durante este periodo se produce un paso de la sedimentación al área de Gallo-Vilo, Zafarraya y Cabritos, pudiendo ser esta la evidencia de un cambio en la morfología de la cuenca que condicionara la sedimentación.

En la P7 (Figura 61) se han distinguido las "subparasecuencias" P7a y P7b. La existencia de dichas "subparasecuencias" se debe a procesos tectono-eustáticos acaecidos dentro de la P7.

La laguna que afecta al Aquitaniense superior (Figura 61) se debe a procesos glacieustáticos, como parece lógico al continuarle una importante regresión durante el Burdigaliense inferior, que posiblemente ocasionara emersiones y erosión de sedimentos previos.

La inflexión de la curva mineralógica de la Alta Cadena durante el final del Burdigaliense inferior no ha sido constatada en la curva de Haq *et al.* (1988). Dicha inflexión final se debe a causas tectono-eustáticas, que podrían indicar el comienzo de la fase tectónica paroxismal de colisión entre la Zonas Internas y las Zonas Externas.

#### **IV.4. RECONSTRUCCIÓN PALINSPÁSTICA.**

Toda paleogeografía que se precie debe ser realizada tras una reconstrucción palinispástica que permita restituir las diferentes unidades a su lugar de origen antes de la deformación. En la presente investigación no constituía un objetivo principal realizar un estudio estructural exhaustivo del área, dado que existen, bajo mi punto de vista, trabajos previos que han resuelto bastante bien este menester (Delgado y Sanz de Galdeano, 1981; Barba-Martín *et al.*, 1979 y Martín-Algarra, 1987). De este modo voy a tomar como base la reconstrucción realizada al efecto por Martín-Algarra (1987) recogida en su Figura 182 b (Figura 59 de este trabajo), a partir de los estudios estructurales precedentes, para la

realización de mis modelos paleogeográficos, modificando e incluyendo una nueva unidad denominada Unidad tipo Zafarraya. Esta nueva unidad que incluiría términos mesozoicos y terciarios, debió estar compuesta por materiales mesozoicos de transición al Surco de los Flyschs Béticos y algunos terciarios de tipo Argüelles, incluidos en este dominio de las Zonas Externas por su semejanza a la serie mesozoica y terciaria de la Unidad de Zafarraya.

#### **IV.5. REALIZACIÓN DE LOS MAPAS DE FACIES.**

La Ley de Water propone, para sucesiones sedimentarias no afectadas por superficies de discontinuidad, que facies superpuestas en la vertical, o sea en el tiempo, fueron adyacentes en el espacio en un momento determinado. Esta ley es perfectamente aplicable a las facies mineralógicas, o lo que es lo mismo, a los valores obtenidos en una sucesión sedimentaria aplicando la fórmula de la relación mineralógica propuesta por Daoudi *et al.* (1995). De este modo, si aplicamos este concepto a un ciclo mineralógico de la curva obtenida para la Alta Cadena, observamos como se superponen valores numéricos en la vertical (en el tiempo) que, para un tiempo considerado, debieron ser adyacentes.

Al haberse estudiado diversas secciones para una misma secuencia mineralógica se han obtenido diversas curvas mineralógicas temporales. Para un momento determinado, cada sección presentará un único valor mineralógico. Si se representan, para un tiempo determinado, en un mapa (en la reconstrucción palinspástica) la posición de las secciones y se dota a este punto del valor numérico que alcanza la relación de Daoudi *et al.* (1995), uniendo puntos de igual valor numérico obtendremos líneas de isorelaciones mineralógicas. Estos mapas serán, por tanto, "mapas de isovalores mineralógicos" afectados por los mismos procesos por ser coetáneos. Partiendo de la base de que cada valor mineralógico corresponde a un ambiente sedimentario determinado condicionado por la distancia al área fuente, estos mapas son en realidad mapas de facies que responden a una paleogeografía determinada de distalidad-proximalidad, que persiguen determinar paleomorfologías costeras y principales focos de aportes sedimentarios.

Tal como propone la Ley de Walter, ésto es válido para periodos no afectados por superficies de discontinuidad pero en el presente trabajo consideraré para este menester las superficies de rango mayor, o sea, las que delimitan "megasecuencias deposicionales" considerándose solo cuatro periodos (Paleoceno, Eoceno Inferior-Medio *s.l.*, Oligoceno Superior-Aquitaniense Inferior, y Burdigaliense Inferior). De todos los valores posibles que la fórmula de Daoudi *et al.* (1995) puede alcanzar en cada una de las secciones, se tendrá que elegir uno que pueda ser correlacionable fácilmente e inequívocamente con las demás secciones. Este valor deberá además ser el menos afectado por variaciones locales en los

aportes mineralógicos (erosión depósitos previos, levantamientos tectónicos del borde de la cuenca, mala redistribución de los aportes, etc.). De todos los valores que puede alcanzar una curva dentro de un ciclo sedimentario-mineralógico, es el valor máximo, o lo que es lo mismo, el valor de la *maximum flooding surge* (mfs) el que mejor cumple estos requisitos, ya que como se ha visto, el valor mínimo real, además, no siempre está preservado. De este modo, a partir de la unión de iguales valores máximos de las distintas secciones y para la misma edad, se obtendrá un mapa de facies asumible para cada "megasecrón". La Figura 62 muestra la leyenda general para cada bloque paleogeográfico obtenido.

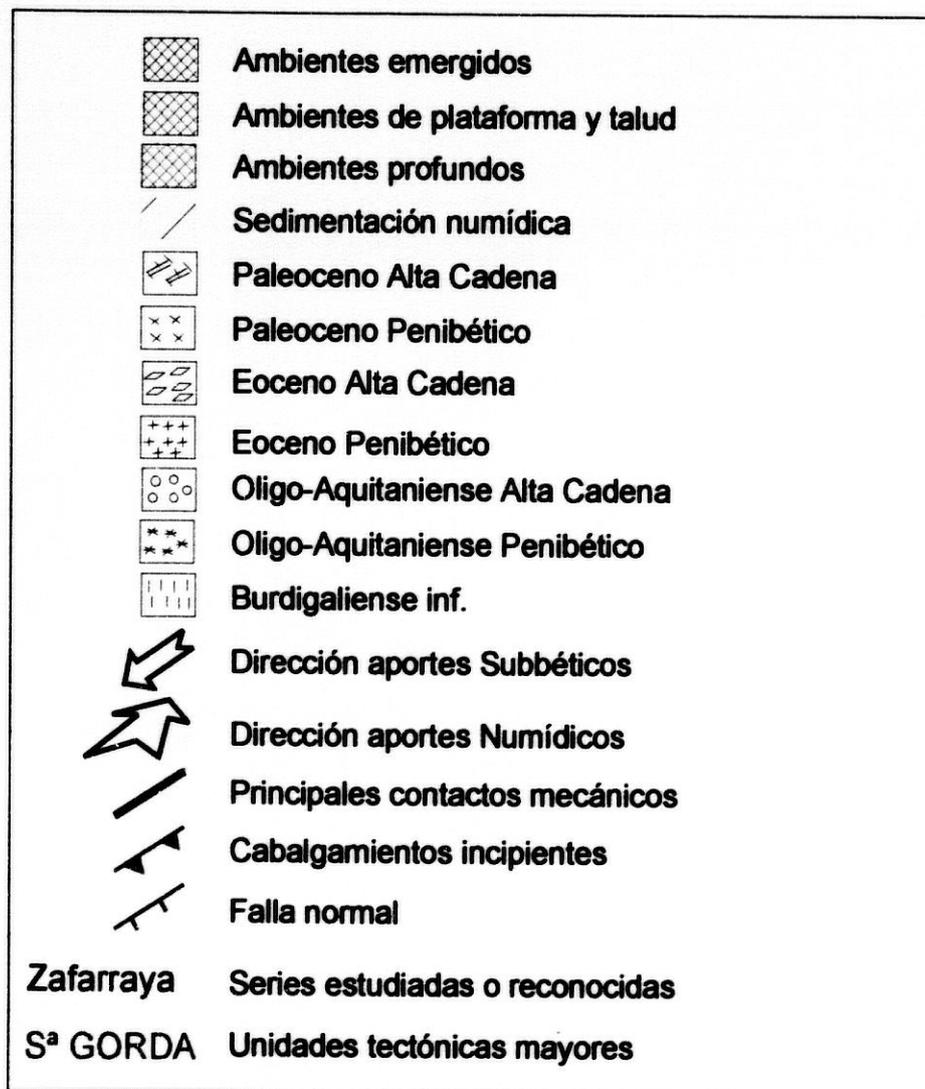


Figura 62. Leyenda de los bloques paleogeográficos realizados.

Para una mejor interpretación de dichos valores se han incluido otras series de similares características estratigráficas a las estudiadas, asignándole un valor numérico acorde con sus características estratigráficas y la posición regional que ocupa entre las demás series estudiadas. La confección de este mapa ha permitido conocer la distancia desde el área fuente

hasta el lugar de sedimentación, obteniendo la paleomorfología costera aproximada para cada periodo estudiado, la cual ha sido adaptada a la paleogeografía regional dentro del marco tectónico citado anteriormente. Se obtiene además una idea muy aproximada de la dirección principal de los aportes a la cuenca, marcados por las inflexiones que las curvas realizan hacia las zonas emergidas, mientras que las inflexiones de estas curvas hacia el mar nos indican salientes del continente dentro del mar. Los mapas de facies se han elaborado teniendo en cuenta que dichos valores deben seguir una trayectoria mas o menos paralela.

#### IV.6. EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA.

A partir del Cretácico Superior se produce de forma general en el dominio Subbético un cambio en las condiciones tectónicas. Se pasa de las condiciones distensivas del Mesozoico a condiciones compresivas generalizadas (Martín-Algarra, 1987). Dichas condiciones se reflejan en el tipo de sedimentación, producto de un cambio en la paleogeografía de las cuencas terciarias subbéticas.

A raíz del estudio estratigráfico y mineralógico del terciario de la Alta Cadena, he dividido dicho registro en "megasecuencias deposicionales" y el tiempo que representaban estas en "megasecrones". Esta terminología aunque no es formal es útil a la hora de simplificar el discurso de esta memoria.

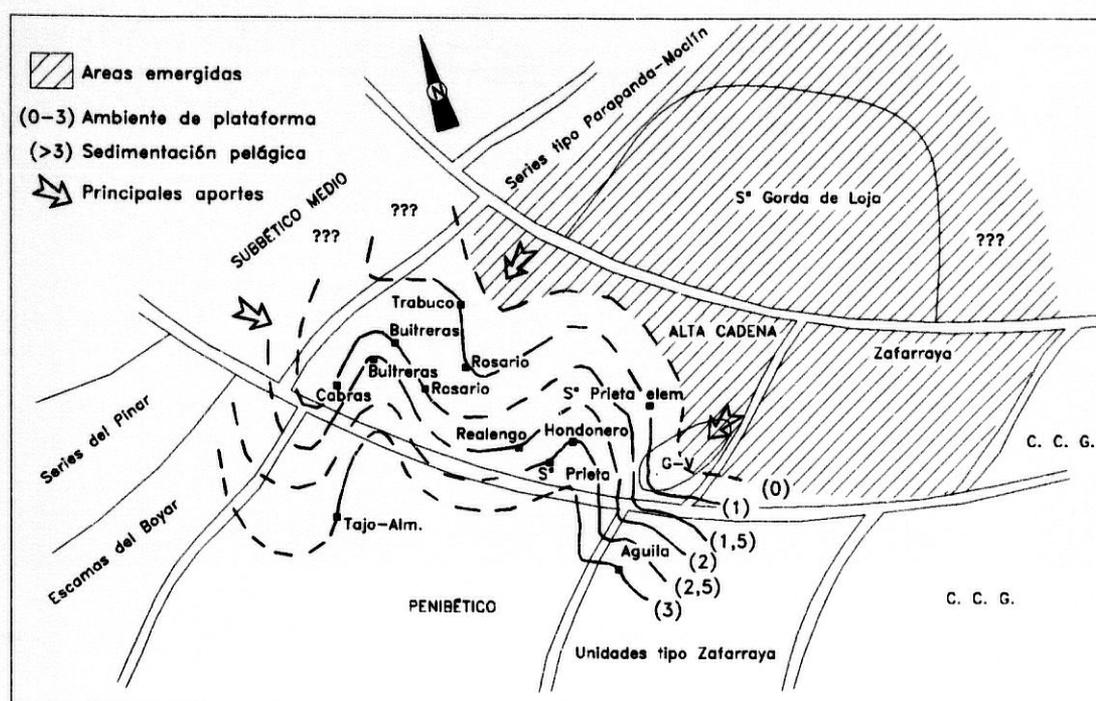
#### IV.7. EL "MEGASECRÓN" DEL PALEOCENO.

Este periodo se divide en dos secrones, durante los cuales existieron ambientes sedimentarios de plataforma detrítica carbonatada. Estos son el secrón del Paleoceno Inferior y el secrón del Paleoceno Superior.

A partir de la unión de los valores de la *maximun flouding surface* (mfs) durante el secrón del Paleoceno Superior se ha elaborado un mapa de facies mineralógicas extensible para todo el "Megasecrón" del Paleoceno (Figura 63). Se observa que durante este "Megasecrón" funcionaron dos aportes preferenciales de material, uno desde Sierra Gorda y Gallo-Vilo y otro, de menor importancia, desde el Subbético Medio.

Es de destacar que los valores máximos obtenidos corresponden a las series del Águila asociada a una plataforma y Tajo Almarado situada en una posición de surco profundo. Estos dos valores realmente hacen referencia a la distancia y nunca al tipo de ambiente, ya que el comportamiento hidrodinámico de las arcillas en el mar responde a condiciones de lejanía o

cercanía al área fuente y no de ambiente sedimentario.



*Figura 63. Mapa de reconstrucción paleogeográfica para el "Megasecrón" del Paleoceno. Los datos tomados durante el Paleoceno Superior hacen referencia al maximun flooding surface (mfs).*

Teniendo en cuenta únicamente los valores del área principal de estudio (Alta Cadena), se deduce que los ambientes de plataforma debieron estar comprendidos entre 0 y 3, comenzando a desarrollarse a partir del valor 3 los ambientes de talud y surco pelágico. Se constata, a raíz de la ausencia de depósitos y la inflexión de la curva mineralógica hacia las zonas más internas de la Alta Cadena que debió existir un alto paleogeográfico en la zona central de la Alta Cadena, situada entre las series de Realengo y Villanueva del Rosario (Figura 63). Este alto favorece el desarrollo de dos plataformas separadas sin una clara relación entre ambas. La plataforma del Oeste sería de menor tamaño. La plataforma del Este se configura como una gran plataforma situada sobre lo que he denominado Unidades tipo Zafarraya.

A partir del mapa de facies representado en la Figura 63 he elaborado un modelo sedimentario durante el secrón del Paleoceno Superior, extensible para todo el "megasecrón" del Paleoceno (Figura 64). Este modelo se ha desarrollado bajo el esquema de reconstrucción paleogeográfica que propusiera Marín-Algarra (1987). Dentro de éste modelo se incluyen los contactos entre las unidades y la posición paleogeográfica que debieron ocupar las distintas unidades y, esbozando la supuesta paleogeopografía submarina que debió existir, distinguiendo tres ambientes de sedimentación: zonas emergidas, ambientes de plataforma y zonas profundas de cuenca. Además se incluye un modelo secuencial de facies en el que se aplican las

características sedimentológicas derivadas del estudio estratigráfico, mineralógico y tectónico.

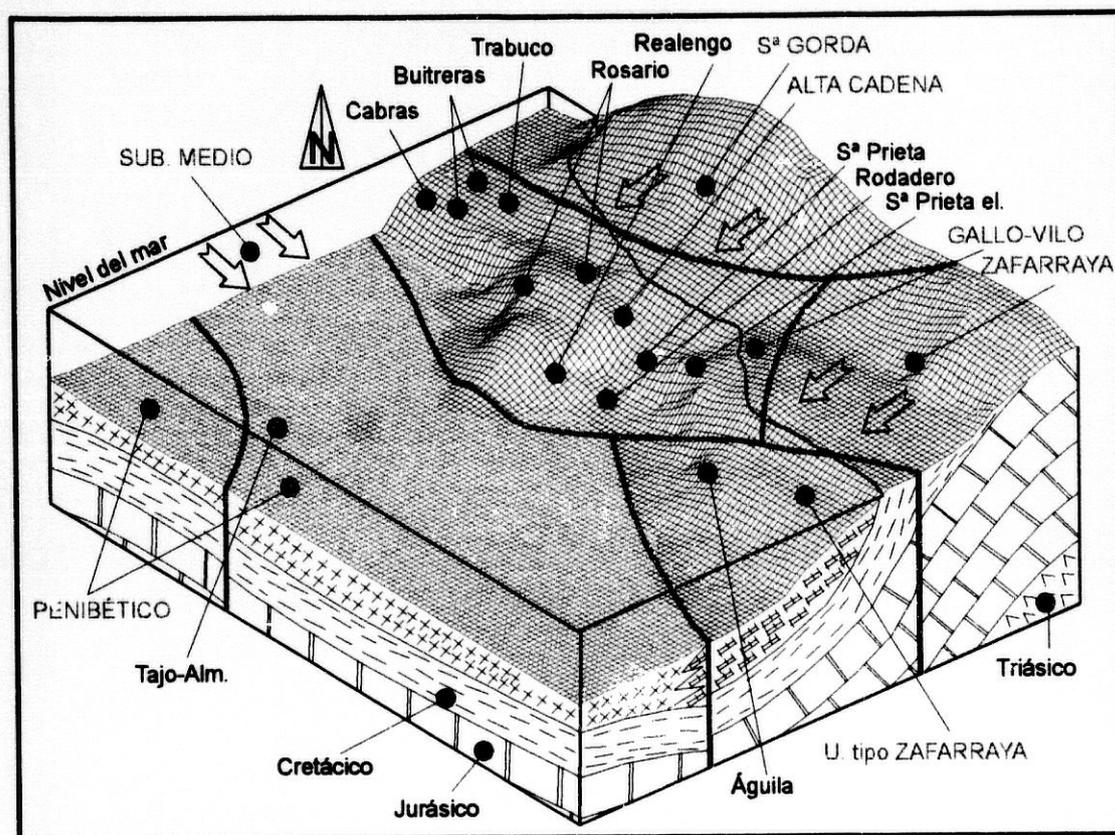


Figura 64. Bloque paleogeográfico para el "Megasecrón" del Paleoceno. Se indica la distribución y evolución de facies en la vertical, al igual que las características tectónicas durante esta época.

#### 4.7.1. El Secrón del Paleoceno Inferior.

Por un lado, el tipo de facies descritas, así como la mineralogía obtenida indican un depósito de plataforma somera alimentada principalmente de materiales cretácicos emergidos. Dicha procedencia queda constatada, desde el punto de vista mineralógico, por la aparición, aunque siempre como trazas, de ópalo CT y clinoptilolita, y además por las altas cantidades de esmectitas y la presencia de clorita, caolinita y paligorskita, generalmente en trazas (López-Galindo, 1986; Robert, 1987; Thiry y Jacquin, 1993).

Las áreas emergidas conformarían amplias penillanuras cubiertas por una vegetación poco desarrollada al principio y que, posteriormente, pasaría a ser de tipo arbustiva. Esta vegetación, formada sobre un substrato de naturaleza carbonatada, comenzaría a colonizar los terrenos recién emergidos, evolucionando a especies vegetales capaces de sobrevivir en condiciones muy calcáreas. El desarrollo de las mismas provocó la aparición de abundantes cristales prismáticos de *Microcodium*, estructura sedimentaria que según algunos autores (Calvet *et*

*al.*, 1991; Arribas *et al.*, 1996), es típica de procesos edáficos en climas estacionales de tipo mediterráneo.

La presencia conjunta de altas cantidades de esmectitas e interestratificados I/S, junto a la abundancia de cristales de *Microcodium*, indican la existencia de un clima de tipo mediterráneo de carácter marcadamente estacional, en el que se desarrollarían esmectitas e interestratificados I/S a partir de la illita existente en los periodos húmedos por lavado de cationes y, por otra parte, la presencia de calcretas evidenciaría la presencia de periodos secos asociados, donde dominarían los mecanismos de evaporación. Este factor me lleva a pensar en la existencia dentro de las áreas fuentes, de escasos relieves, los cuales debieron estar mal drenados. Solo la bajada del nivel marino provocaría la erosión de los mismos, pudiendo abortar los procesos edáficos, condicionando la aparición de éste cortejo mineral característico para esta paleolatitud. (Singer y Galán, 1984; Galán, 1986; Chamley, 1989).

#### **4.7.2. El Secrón del Paleoceno Superior.**

Durante el Thanetiense se desarrolla una plataforma carbonatada algo menos detrítica que durante el Paleoceno Inferior. La mineralogía y el tipo de facies, descritos anteriormente, indican un depósito más distal en ambiente de plataforma externa.

Durante este periodo y, a tenor de los sedimentos encontrados, debió continuar el mismo patrón climático expuesto para secrón anterior. La mineralogía es muy similar, por lo que se suponen las mismas áreas fuentes durante este periodo. Los aportes de cristales de *Microcodium* siguen siendo, durante este periodo, muy importantes.

Es en este periodo cuando mayor proliferación faunística se produce en el Paleoceno. Sin duda se debe producir un ambiente más oxigenado en la cuenca al pasar a condiciones menos restringidas. En las áreas emergidas el clima estacional debió proseguir como indica la mineralogía encontrada en las series más proximales, igual a la encontrada en el secrón del Paleoceno Inferior.

La presencia de caolinita, en proporciones considerables y, de clorita, en trazas, en la serie de Sierra prieta y elemento de Sierra Prieta hace pensar en la alimentación proveniente de series jurásicas y triásicas de tipo Sierra Gorda y Gallo-Vilo (Palomo, 1987).

#### **IV.8. EL "MEGASECRÓN" DEL EOCENO INFERIOR-MEDIO S.L.**

Este periodo se ha dividido en dos secrones ligados a ambientes de plataforma detrítica carbonatada. El secrón del Eoceno Inferior *s.l.* y el secrón del Eoceno Medio *s.l.*

Se ha elaborado un mapa de facies mineralógicas para el "megasecrón" del Eoceno Inferior-Medio *s.l.* a partir de la unión de los valores de la *maximun flooding surface* (mfs) correspondientes al secrón del Eoceno Inferior *s.l.* (Figura 65). Durante todo el "Megasecrón" del Eoceno Inferior-medio *s.l.* funcionaron los dos mismos aportes preferenciales apuntados para el "Megasecrón" del Paleoceno, uno desde Sierra Gorda y Gallo-Vilo, y otro menor desde el Subbético Medio. Al igual que durante el "Megasecrón" del Paleoceno se ha observado un paleorelieve submarino que divide la gran plataforma que constituye la Alta Cadena en otras dos plataformas mas o menos individualizadas con distintos aportes y casi sin comunicación. Dicha separación se sitúa entre las series de Villanueva del Rosario y Jobo. Se hace más patente este abombamiento por la desaparición de series que eran activas desde el punto de vista sedimentario durante el Paleoceno, como Sierra Prieta. En la Figura 65 se puede observar como se desarrollan estas plataformas de forma separada. Se ha seguido constatando durante este periodo, aunque de manera más atenuada por el carácter transgresivo y solapante del nivel marino, la influencia en la sedimentación de la Unidad del Gallo-Vilo, caracterizada por la aportación de altos porcentajes de clorita.

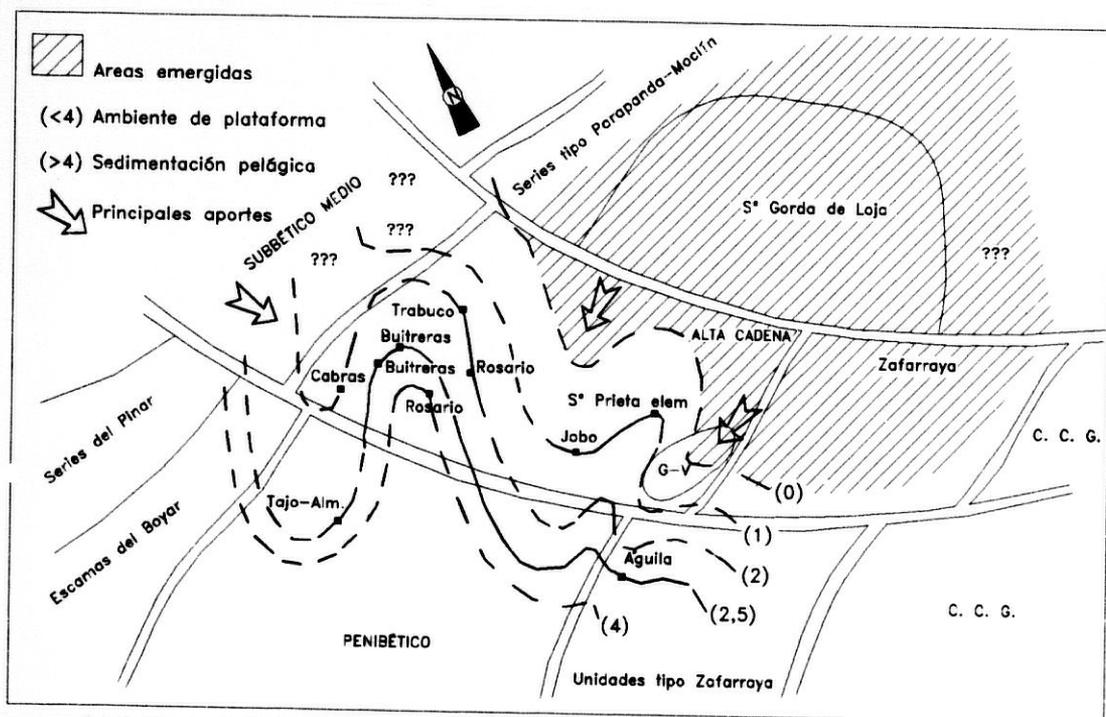
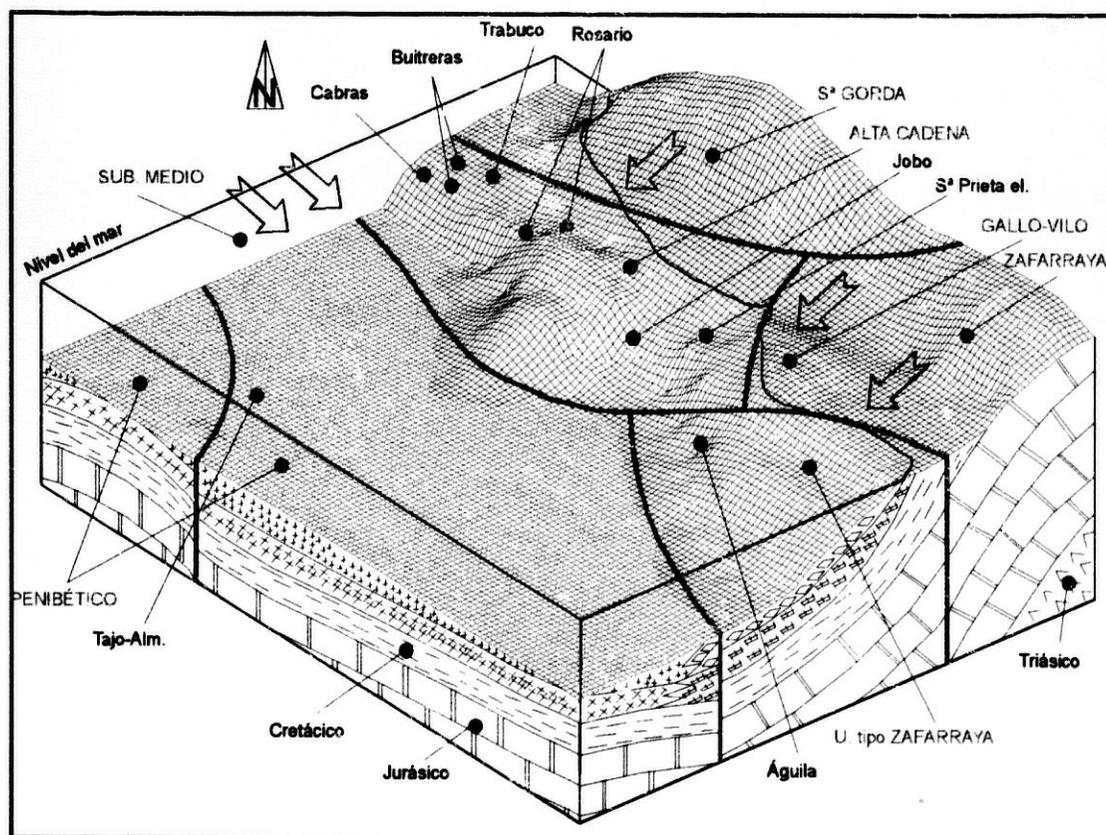


Figura 65. Mapa de reconstrucción paleogeográfica para el "Megasecrón" del Eoceno Inferior-Medio *s.l.* Los datos tomados durante el secrón del Eoceno Inferior *s.l.* hacen referencia al *maximun flooding surface* (mfs).

Durante el este "megasecrón" se desarrolla una paleogeografía más accidentada producto de fenómenos tectónicos menores. Los ambientes de plataforma según la curva mineralógica se han encontrado entre 0 y 4, por lo que claramente se constata la transgresión

producida durante este “megasecrón” en la Alta Cadena y que se asocia a la producida a nivel mundial. Es de destacar que el valor máximo durante esta edad corresponde a la serie de Villanueva del Rosario que debió de ocupar la posición más distal, dentro tal vez, de un cañón submarino, posiblemente asociado al paso de la plataforma de la Alta Cadena a las zonas profundas de cuenca. La Unidad tipo Zafarraya sigue constituyendo una gran plataforma, asociada al resto de la Alta Cadena, mientras que la zona central de la Alta Cadena, situada entre Villanueva del Rosario y Jobo, sigue siendo un alto paleogeográfico.



*Figura 66. Bloque paleogeográfico para el “Megasecrón” del Eoceno Inferior-Medio s.l. Se indica la distribución y evolución de facies en la vertical, al igual que las características tectónicas durante esta época.*

A partir del mapa de facies mineralógicas de la Figura 65 he obtenido un modelo paleogeográfico que sirve de marco sedimentario para este “Megasecrón” (Figura 66). Dentro de éste modelo se incluyen los contactos entre las unidades y la paleotopografía submarina que debió existir, distinguiendo tres dominios principales: zonas emergidas, ambientes de plataforma y zonas profundas de cuenca. En la figura 66 se incluye el modelo secuencial de facies, haciendo especial énfasis en la distribución de facies y principales discontinuidades encontradas. En esta figura se observan la relación entre los distintos dominios

paleogeográficos abogando por un incipiente plegamiento del substrato mesozoico como la causa de la compartimentación de la cuenca en dos plataformas a cada lado del mismo.

#### **4.8.1. El Secrón del Eoceno Inferior *s.l.***

Este periodo se inicia tras un periodo donde no se produce sedimentación. Dicho periodo corresponde a la parte inferior del Ilerdiense. Durante este periodo proliferan los ambientes marinos poco profundos de plataforma interna, en la que los aportes continentales son muy importantes, aunque mal distribuidos por las corrientes marinas, como pone de manifiesto la edad de los cantos incluidos en los sedimentos y su alta heterogeneidad de tamaño.

Durante el Cuisiense se produce gran proliferación faunística, con un amplio desarrollo de macroforaminíferos bentónicos en ambientes de plataforma, donde debió existir condiciones ambientales propicias para ello, como menores aportes detríticos, mayor cantidad de oxígeno y una temperatura algo más alta.

El estudio conjunto mineralógico ha dado una información climática complementaria para el Eoceno Inferior *s.l.* La presencia de altas cantidades de interstratificados I/S y paligorskita en porcentajes detectables, ha sido constatada en todas las series durante el Eoceno Inferior *s.l.* La presencia de paligorskita durante el Cuisiense nos evidencia un cambio hacia condiciones climáticas más cálidas que, unido a la presencia de altas cantidades de interstratificados I/S, pone de manifiesto la posible existencia de condiciones edáficas destructivas en las áreas fuentes. Se observa que mientras que en las áreas emergidas existe un clima destructivo que impide la total evolución edáfica, en los ambientes marinos proximales se incrementa el porcentaje de paligorskita en asociación con la dolomita, debido al desarrollo de condiciones más restringidas y ricas en cationes básicos (*Ca, Mg*) en la parte interna de la cuenca. Este fenómeno podría indicar un cambio de condiciones climáticas de tipo mediterráneo estacional durante el Paleoceno a subtropical seco ó semiárido durante el Eoceno Inferior *s.l.* (Yaalon y Wider, 1976; Millot, 1979; Singer, 1979; Singer y Galán, 1984; Chamley, 1989). Estas condiciones debieron comenzar en el Ilerdiense inferior, pero la falta de registro sedimentario me impide afirmarlo con rotundidad. Ya en el Cuisiense, se han detectado los valores más altos de estos minerales, siendo menos patentes durante el Cuisiense superior por el carácter más distal de los sedimentos, aunque la presencia de abundante fauna bentónica y similar mineralogía, parece indicar la continuidad de estas condiciones climáticas durante el resto del Eoceno (Alcalá-García *et al.*, 1996).

Tras el estudio de facies y mineralógico de este secrón se observa un paso gradual, dentro de una plataforma interna, de condiciones muy detríticas iniciales a condiciones más idóneas para el desarrollo faunístico y de neoformación mineral. Este factor está condicionado por las oscilaciones eustáticas a las que se ve sometida esta plataforma y por las condiciones climáticas ya comentadas.

Los aportes sedimentarios durante este periodo provienen de la erosión de materiales jurásicos de naturaleza calcáreo-margosa, cretácicos, paleógenos y triásicos por orden de abundancia, como pone de manifiesto la aparición de illita en altos porcentajes, la presencia de caolinita en todas las series y la aparición de clorita en algunas de ellas, sobre todo las situadas más al Sur. El aumento de interestratificados I/S evidencia un deterioro de las condiciones edáficas en las áreas emergidas, por lo tanto no sólo es fruto de la desmantelación de materiales mesozoicos, aunque estos presenten en ocasiones altos porcentajes de los mismos (Puy, 1979; Palomo *et al.*, 1985; Palomo, 1987; López-Galindo, 1986; Rodríguez-Tovar, 1993). Esta mineralogía indica una evolución sedimentaria en la que se erosionarían inicialmente materiales paleocenos y cretácicos, posteriormente, jurásicos en gran cantidad y triásicos en menor cuantía.

#### **4.8.2. El Secrón del Eoceno Medio s.l.**

Se han obtenido valores mineralógicos más bajos de lo que indica el hecho de que estos sedimentos aparezcan en todas las series. Sin duda, esta plataforma proviene de la restringida y heredada del Cuisiense donde la removilización de sedimentos proximales debió ser muy importante. Desde el punto de vista mineralógico se incorpora mucha illita, provocando un descenso de los valores mineralógicos obtenidos. Por lo tanto y, a falta de muestreos más exhaustivos, sugiero que esta plataforma debió ser la más amplia que se desarrolló durante el "Megasecrón" del Eoceno Inferior-Medio s.l. en la Alta Cadena.

La existencia de restos de foraminíferos bentónicos y una mineralogía muy similar a la encontrada durante el secrón del Eoceno Inferior s.l. nos indica que las condiciones climáticas semiáridas debieron continuar durante éste periodo provocando las mismas condiciones de desmantelación edáfica, aunque por el aspecto de las facies calcareníticas y conglomeráticas puede desprenderse que los fenómenos tectónicos menores que desmantelan las áreas fuentes debieron ser también importantes.

### **IV.9. EL "MEGASECRÓN" OLIGOCENO SUPERIOR-AQUITANIENSE INFERIOR.**

Este periodo está dividido en un importante número de secrones, "parasecrones" y "sub-parasecrones", producto de las sucesivas interrupciones en la sedimentación.

Se infiere que todas las zonas sedimentación durante este periodo se concentran en el área Sur de la Alta Cadena, es decir, las zonas más distales de lo que hasta ahora conformaba una importante plataforma (Figura 67). En el resto de la Alta Cadena no se produjo sedimentación durante ésta época, aunque no se descarta algún tipo de sedimentación de tipo marginal y restringida, sobre todo en la zona situada más al Norte.

Se ha elaborado un mapa de facies mineralógicas a partir de la unión de los valores de la *maximun flooding surface* (mfs) obtenidos durante el secrón del Oligoceno Superior, haciéndolo extensible para el "Megasecrón" del Oligoceno Superior-Aquitaniense Inferior (Figura 67). Durante este periodo, como puede observarse en la Figura 66, cambia bastante la morfología costera, quedando toda la Alta Cadena s.s. sin sedimentación, desplazándose ésta a la zona del Gallo-Vilo, Zafarraya y Cabritos. Se observan dos direcciones principales en los aportes a la cuenca, uno principal, constituido por el Macizo del Gallo-Vilo y Zafarraya y un poco de Sierra Gorda y otro que lo constituiría el conjunto mesozoico-terciario de la Alta Cadena que estaría totalmente emergido.

Es de destacar que los valores máximos de distalidad corresponden a las series de Cabritos situada en una plataforma externa y Tajo Almarado de ambiente pelágico, aunque estos datos mineralógicos deben tomarse con cuidado, ya que el carácter turbidítico de las series puede enmascarar una mala distribución de los minerales de las arcillas durante su depósito, provocando una mala dispersión de las fases minerales en ambiente marino e influyendo en la curva mineralógica obtenida. El viaje conjunto y casi sin clasificar de los distintos minerales de la arcilla puede ser el responsable de que todas las series presenten valores mineralógicos similares, sin que se pueda observar claramente una distribución espacial. De todas formas sí es observable una gradación en la distalidad de las distintas series.

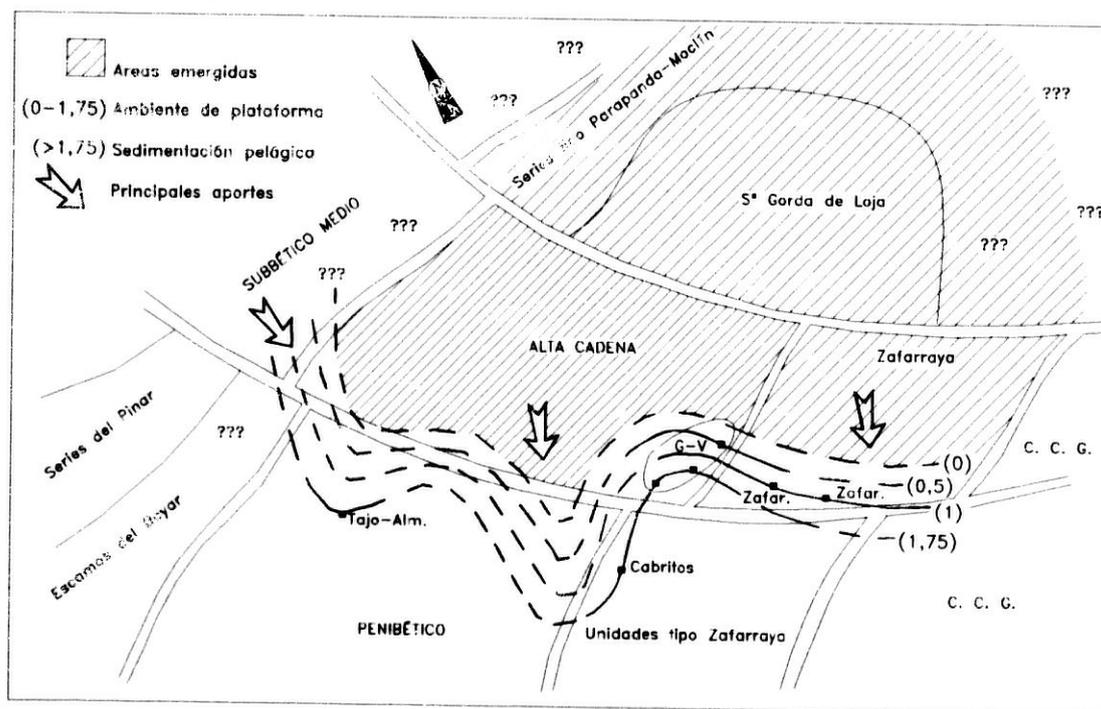
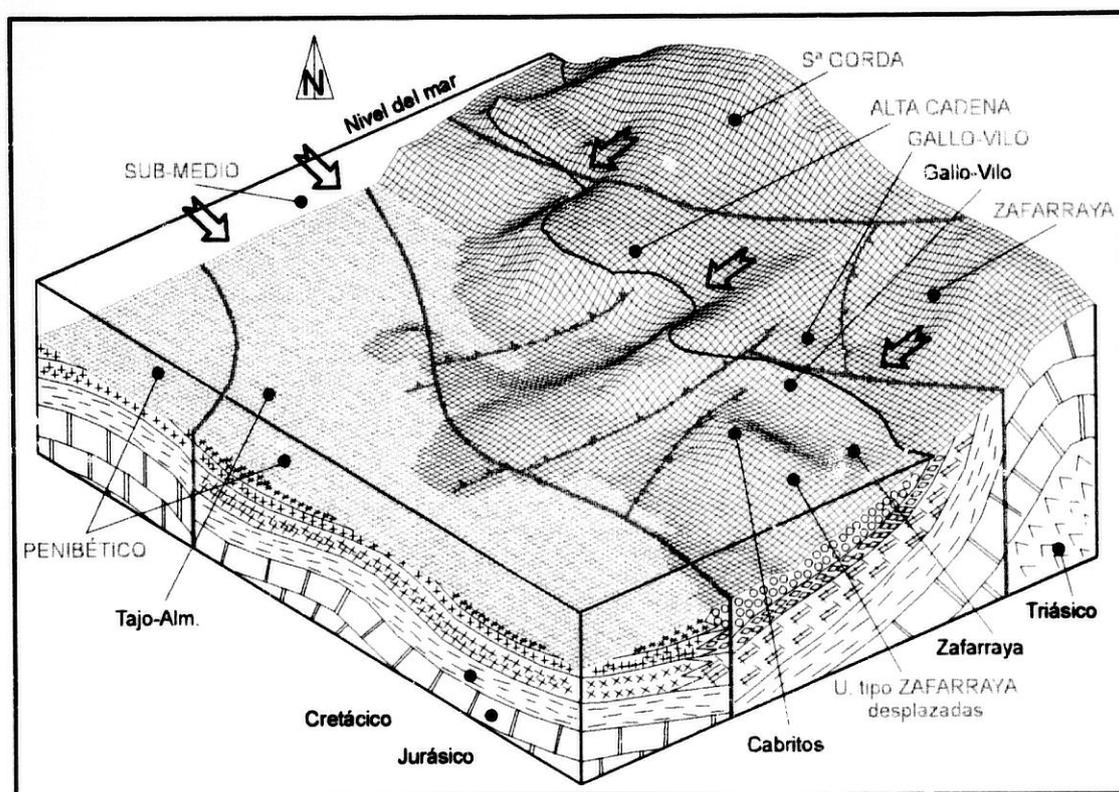


Figura 67. Mapa de reconstrucción paleogeográfica para el "Megasecrón" del Oligoceno Superior-Aquitaniense Inferior. Los datos tomados durante el secrón del Oligoceno Superior hacen referencia al *maximun flooding surface* (mfs).

A partir de la obtención del mapa de facies mineralógicas de la Figura 67 he obtenido un modelo sedimentario para este "megasecrón" a partir de los datos del secrón del Oligoceno Superior (Figura 68). Dentro de éste modelo se incluyen los contactos entre las unidades y la paleotopografía submarina que debió existir, distinguiendo tres dominios principales: zonas emergidas, ambientes de plataforma y zonas profundas de cuenca. Se incluye además en la Figura 68, un modelo secuencial en el que se presta especial atención a la distribución de facies y a las variaciones eustáticas sufridas.



*Figura 68. Bloque paleogeográfico para el "Megasecrón del Oligo-Aquitaniense". Se indica la distribución y evolución de facies en la vertical, al igual que las características tectónicas durante esta época.*

Como se observa en la Figura 68, la deformación que se producía durante los "Megasecrones" del Paleoceno y del Eoceno Inferior-Medio *s.l.* en el centro de la Alta Cadena, ha sido interpretada aquí como un incipiente cabalgamiento que elevaría la zona central de la Alta Cadena, provocando la total ausencia de sedimentación durante este periodo. Esta hipótesis que se ve corroborada por el hecho de que la curva eustática durante esta época tome los valores más bajos de todo el registro terciario de la Alta Cadena. Esta incipiente estructuración tectónica que produjo la elevación del borde más interno de la Alta Cadena pudo ser la responsable de la ausencia de sedimentos profundos en el área más cercana a la

Alta Cadena y perteneciente al dominio del Penibético. Esta zona debió corresponder a "Los Tajos-Venta de los Donajos" (Peyre, 1974; Martín-Algarra, 1987), región que actualmente se encuentra al SW y W respectivamente del Gallo-Vilo y que sólo presenta sedimentación pelágica hasta el Eoceno Medio-Superior (Peyre, 1974). Además se observa un cambio en la evolución tectónica general de la región, en la que las fallas transcurrentes comienzan a presentar un mayor desplazamiento, actuando ahora como frentes de los incipientes cabalgamientos que comienzan a afectar a la zona central de la Alta Cadena s.s. y a la Unidad de Zafarraya (Figura 68).

#### **4.9.1. El Secrón del Oligoceno Superior.**

Como se ha mencionado, durante este periodo sólo actúa la plataforma más distal de las dos que venían actuando hasta ahora. Los depósitos que, se producen debido a este carácter turbidítico, nos informan muy bien acerca de las características composicionales del área fuente.

El tipo de fácies y la mineralogía indican un claro retrabajamiento de sedimentos mesozoicos durante esta época, siendo patente en los depósitos conglomeráticos iniciales más proximales, con abundantes cantos mesozoicos de series Subbéticas (calizas del Liásico, arcillas rojas del Triásico, dolomias del tránsito Triásico-Liásico, etc.). Posteriormente se desarrollan plataformas más abiertas, detectándose un desarrollo faunístico, tanto de foraminíferos planctónicos como de bentónicos. La procedencia de sedimentos triásicos queda constatada mineralógicamente por la alta presencia de illita, de clorita y de interestratificados I/S. La procedencia de sedimentos a partir de terrenos jurásicos es más difícil de detectar, pero la presencia sistemática de caolinita en todas las series, a diferencia de lo que ocurría durante el Paleoceno y el Eoceno, parece indicar esta procedencia. Palomo (1987) en su estudio de los sedimentos jurásicos del Subbético Medio constata la presencia de caolinita en altas cantidades en todas sus series, lo cual puede extrapolarse al Subbético Interno.

Estas series se alimentan de zonas próximas que presentarían características composicionales calcareo-margosas para la serie del Gallo-Vilo y un poco más calcáreas para las series de Zafarraya y Cabritos.

La presencia conjunta de paligorskita y de dolomita en todas las series, independientemente de su distalidad, nos habla de la existencia de un clima de tipo tropical, asociado a ambientes marinos poco profundos de plataforma interna, en claro ambiente regresivo, en los cuales los procesos de neof ormación mineral se verían continuamente abortados por los sucesivos aportes de detritos (Singer y Galán, 1984; Galán, 1986; Chamley, 1989).

#### **4.9.2. El Secrón del Aquitaniense Inferior.**

Durante este periodo fueron mucho menores los aportes turbidíticos, imperando condiciones de plataforma carbonatada, los cuales presentan abundantes pasadas de calizas con foraminíferos bentónicos. De todas formas se siguen manteniendo las mismas áreas fuentes, aunque se incrementa ligeramente la presencia de calizas y calcarenitas con cantos provenientes de desmantelación de terrenos jurásicos y en menor medida de terrenos triásicos. Durante este periodo se produce, a tenor de los resultados mineralógicos obtenidos, una sedimentación más continua, reflejo de unas condiciones menos erosivas. En la serie de Zafarraya se ha detectado una tendencia menos truncada en la curva mineralógica que en Cabritos, sin duda debido a que en esta última serie debió existir algún tipo de interrupción en la sedimentación.

Se ha constatado, al igual que durante el secrón del Oligoceno Superior, la presencia conjunta de dolomita y paligorskita, lo cual viene a indicar condiciones climáticas cálidas de carácter tropical, similares a las que debió existir durante dicho secrón.

#### **IV.10. EL SECRÓN DEL BURDIGALIENSE INFERIOR.**

Durante este secrón se produce una sedimentación distal compuesta por silexitas con intercalaciones margosas silíceas (más abundantes y potentes a techo de las series) y de vulcanoclastitas. Esta sedimentación, ligada a ambientes pelágicos en claro ambiente transgresivo, se disponen en discordancia sobre materiales de distinta edad. Estas facies, citadas en otros dominios para la misma edad, son muy comunes en todas las cuencas alpinas perimediterráneas (Gerrera y Veneri, 1989; Martín-Algarra, 1987).

He elaborado un mapa de facies mineralógicas para dicho periodo a partir de la unión de los valores de la *maximun flouding surface* (mfs) (Figura 69). Durante este periodo, y a partir de estudio de los componentes mineralógicos más detríticos, se ha interpretado su aparición como la evidencia de una cercanía a las áreas fuentes próximas. Este factor lleva a pensar en la aparición de morfologías costeras similares a grandes barras que compartimentarían la cuenca creando zonas de sedimentación oscura, interpretadas como una gran bahía interna a la que no llegaban los aportes numídicos (Figura 69). Esta gran barra, según su posición, debe tratarse del sector meridional de la Alta Cadena s.s., el cual no presenta sedimentos de ésta edad, a diferencia del resto de sectores y unidades de la Alta Cadena. Esta aplicación mineralógica a la detección de posibles paleorelieves emergidos durante la estructuración por incremento de minerales detríticos ha sido utilizada con éxito en otros dominios geográfico-geológicos, como es el caso del Ilerdiense de las Corbières en el sur de Francia (Martín-Martín *et al.*, 1997), o los materiales del rifting del Jurásico de Boulonnais al

norte de Francia (Averbuch *et al.*, 1997). La representación de las posibles áreas emergidas y el avance de los aportes numídicos se muestra en la Figura 69.

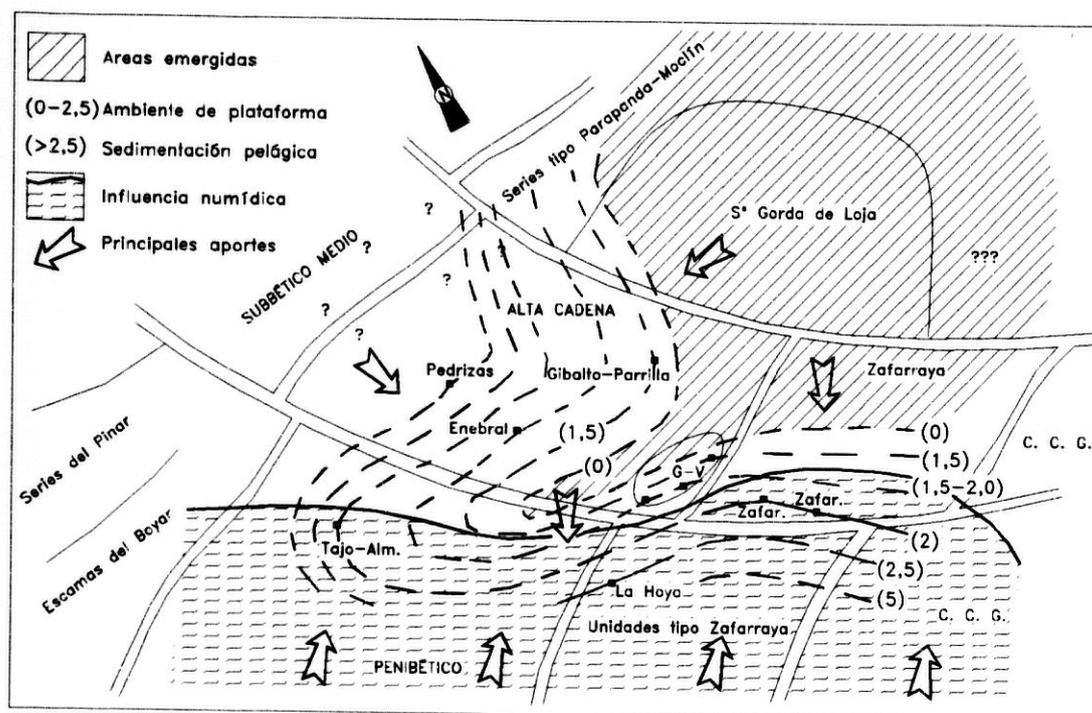
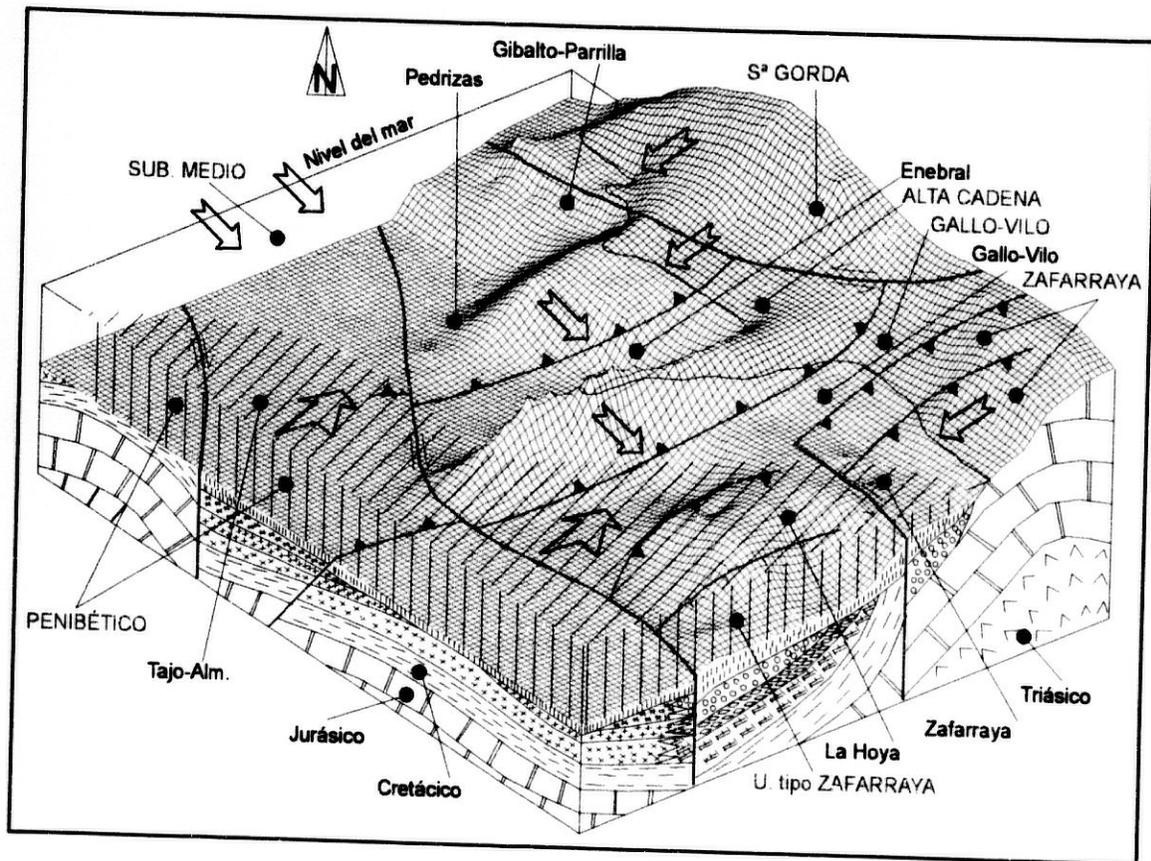


Figura 69. Mapa de reconstrucción paleogeográfica para el Secrón del Burdigaliense Inferior, tomando los datos que hacen referencia al *maximun flooding surface* (mfs). Se indica además la entrada de materiales flyschoides en la cuenca subbética. Se ha seguido manteniendo este modelo paleogeográfico durante este periodo, a pesar de su sencillez, para una mejor comprensión de los procesos sedimentarios y tectónicos evolutivos acaecidos durante este secrón.

Como he descrito anteriormente, durante éste periodo comienzan a aparecer en la cuenca aportes provenientes de diferentes dominios paleogeográficos, conectados de forma palpable durante el Burdigaliense inferior. Por una parte los aportes subbéticos provendrían, según indican las inflexiones de las curvas, desde Sierra Gorda y el Subbético Medio, desde Zafarraya y Gallo-Vilo y desde las barras que se estaban estructurando en la parte frontal de la Alta Cadena s.s. Un último aporte se refiere al Numídico, que afectaría a las series más internas, es decir, a La Hoya, a Zafarraya y a Tajo Almarado por orden de importancia y, posiblemente al Gallo-Vilo, aunque éste último no lo he representado en la Figura 69 por no estar totalmente comprobado. Es destacable que los valores máximos mineralógicos corresponden a las series del Pto. de las Pedrizas y La Hoya. Después de observar el alto valor que posee la serie del Pto. de las Pedrizas, cabe pensar que ésta serie se situase en un área marginal, en la que los aportes fuesen mínimos, como se muestra en la Figura 69. La serie de

La Hoya, que presenta el segundo valor más alto, no presenta los términos superiores, lo que hace pensar en un desmantelamiento de la misma durante los primeros episodios del Burdigaliense inferior.



*Figura 70. Bloque paleogeográfico para el Secrón del Burdigaliense Inferior. Se indica la distribución y evolución de facies en la vertical, al igual que las características tectónicas durante esta época. Se indica además la entrada de materiales numídicos en la cuenca subbética. Se puede observar la incipiente estructuración de las Zonas Externas Béticas.*

A partir de la obtención del mapa de facies de la Figura 69 he obtenido un modelo sedimentario para este secrón (Figura 70). Dentro de éste modelo se incluyen los contactos entre las unidades y la paleotopografía submarina aproximada que debió existir, distinguiendo tres dominios principales: zonas emergidas, ambientes de plataforma y zonas profundas de cuenca. En esta figura también se muestra un modelo secuencial de facies en el que se muestran las características sedimentológicas derivadas del estudio estratigráfico y mineralógico. Se muestra también las principales características estructurales del área durante este periodo. Se observa en la Figura 70 la interpretación realizada sobre la evolución tectónica durante el secrón del Burdigaliense Inferior en este dominio. Siguiendo las pautas tectónicas

expuestas en los modelos realizados por Martín-Algarra (1987) y Sanz de Galdeano (1996), en los que aparecen dos tendencias fundamentales en cuanto a la compresión de este dominio. Por un lado la Alta Cadena se desplazaría hacia las Zonas Internas, como evidencian las estructuras actuales y por el otro la Unidad de Zafarraya avanzaría hacia en dirección Zonas Externas. Las Unidades tipo Zafarraya avanzarían mediante cabalgamientos en la misma dirección que la Unidad de Zafarraya pero quedando descolgada de la misma por la aparición de fallas normales antitéticas que la desplazarían al surco de los Flysch.

La génesis de estos depósitos está íntimamente ligada a fenómenos vulcanogénicos que acontecieron durante esta época (Guerrera *et al.*, 1986; Coccioni *et al.*, 1988; Guerrero y Veneri, 1989), provocando un vulcanismo de carácter calcoalcalino (riolita-riodacita-dacita-andesita), que produjo cantidades altas en el medio de *Si*, *Ca* y *Mg* (Pettijohn *et al.*, 1972; Pecorini, 1974; Zuffa 1985), dando lugar al desarrollo de estos materiales, típicos de alteraciones supergénicas de magmas, a partir de cenizas y geles silíceos. Esta influencia volcánica se atenúa bastante en los dominios de plataforma distal en la estaba configurada la Alta Cadena por la influencia de aportes sedimentarios de las áreas fuentes continentales cercanas.

Ha sido dificultoso caracterizar climáticamente estos dominios durante esta época. Por una parte el carácter distal de los sedimentos no dejan entrever pistas las condiciones climáticas reinantes en la cuenca, y por otra los enmascaramientos que produce la mineralogía derivada de la actividad tectónica, hace que cualquier intento de reconstrucción climática sea prácticamente imposible, sin que el error en las conclusiones sea alto. No obstante la presencia tan abundante de fauna silícea, en especial *Radiolarios*, hace pensar a primera vista en aguas oceánicas frías. En cambio es posible pensar que esta proliferación de fauna se deba a la alta cantidad de sílice disuelta en un medio marino cálido debido a la actividad volcánica, en el cual, la expulsión de aguas cálidas y gases al océano se dejaran sentir en un aumento de las temperaturas marinas.

No obstante, en la serie de La Hoya, la presencia de dolomita y paligorskita, aunque nunca superando el 10% de sus respectivas fracciones, podría ser interpretado desde el punto vista climático, como un aumento de las temperaturas en ambientes de plataforma, dando lugar a la neoformación de estos minerales, aunque también podría deberse, como parece más lógico, a un enriquecimiento en *Mg*, precisamente en medios confinados no expuestos al detritismo, con altas cantidades de *Si*, *Ca* y *Mg* y pH alto. El hecho de que hayan aparecido altas cantidades de esmectita en las series de Pto. de las Pedrizas y La Hoya, y de que su cristalinidades sean altas, podría interpretarse como procesos de neoformación a partir de cenizas y geles volcánicos en medios marinos, asociados a un vulcanismo calcoalcalino (Ishphording, 1973; Furbish y Sando, 1976; Church y Velde, 1979; Singer y Galán, 1984; Chamley, 1989).

Se ha detectado grandes porcentajes de clorita en la serie del Gallo-Vilo y de cuarzo e illita

en las demás, lo que indica que este ambiente detrítico debió darse por igual en todas las series, independientemente de su distalidad. Por lo tanto, el desarrollo de silexitas en la Alta Cadena tendría un carácter más proximal de lo que podría pensarse, tal vez asociado a condiciones de alteración supergénica, en un ámbito regional muy extenso. El depósito burdigaliense comienza con silexitas que debieron ser más abundantes en los sedimentos en el periodo inicial de regresión marina, sin evidencias de una mineralogía que indique una actividad tectónica importante, continúan con unas margas que, aunque más distales, presentan una mineralogía que induce a pensar en fenómenos de actividad tectónica coetáneos en ambiente transgresivo, como se aprecia por los altos porcentajes de illita en todas las series (Deconinck *et al.*, 1989). Estos dos argumentos contrapuestos podrían explicar que, durante este periodo el levantamiento tectónico debió ser menor que el carácter transgresivo marino como indican estas facies que solapan materiales de distintas edades de forma indiferenciada y la presencia en cambio de una mineralogía muy detrítica y de carácter proximal.

Durante este periodo los valores mineralógicos indican proximalidad, en contra de lo que evidencian el tipo de facies encontradas. Como parece obvio tras el análisis mineralógico, el incremento de illita en las series, condiciona esta fórmula en momentos de incipiente tectónica. Aunque la illita es un mineral típico de ambientes proximales y/o regresivos (Deconinck *et al.*, 1989; Averbuch *et al.*, 1997), en este caso debe de considerarse con mucha cautela, ya que las facies indican lo contrario, es decir condiciones distales. Este proceso se detecta principalmente en las series proximales de Gibalto-Parrilla y Gallo-Vilo, en cambio, cuando se incrementa la distalidad se atenúa, pero no tan bruscamente como para pensar que esta disminución se deba únicamente a fenómenos glacieustáticos, por lo que opino que la sedimentación durante el secón del Burdigaliense Inferior no fue tan distal como autores previos opinaban.

Un aspecto a sumar durante el Burdigaliense inferior es la presencia de niveles de cuarzo muy fino y con una clara laminación, el cual presenta pequeñas bandas de sílice amorfa. Este material, de naturaleza numídica se ha detectado en las series más distales de Zafarraya, La Hoya y Tajo Almarado (Figura 69), cuya asociación mineralógica de las arcillas está compuesta por illita+caolinita+interestratificados I/S±clorita, junto a grandes cantidades de cuarzo (Ortega Huertas *et al.*, 1983; Olivier, 1984; Ruiz Cruz *et al.*, 1987 y Ruiz Cruz y Rodríguez Jiménez, 1996). Esta mineralogía entraría a la cuenca al unísono que la aportada por sedimentación silexítica cuencal y la más detrítica de la estructuración de las Zonas Externas, provocando una mezcla mineralógica muy importante. La presencia de cuarzo e illita en grandes porcentajes a la base de la serie de La Hoya puede deberse a una incipiente entrada numídica, abortada por la posterior inclusión de esta serie en los materiales del surco de los Flysch. La serie de Zafarraya es la única que presenta materiales numídicos de forma visible, los cuales desde el punto de vista mineralógico constituyen una mezcla mineralógica importante de minerales provenientes de las Zonas Externas cuya asociación es esmectitas+illita+interestratificados I/S, junto a la illita y la caolinita provenientes del numídico. En el Burdigaliense inferior de la serie de Tajo Almarado se ha reconocido unos niveles areniscosos

compuestos casi exclusivamente por cuarzo detrítico muy fino. Dicho cuarzo representa la evidencia de esporádicas entradas de aportes turbidíticos numídicos muy progradantes durante el Burdigaliense inferior, tal y como debió suceder en la serie más distal de La Hoya. El resto de las series de la Alta Cadena durante este secrón debieron originarse a partir de la erosión de materiales Subbéticos, como indica su mineralogía básicamente constituida por esmectitas e illita y porcentajes bajos de cuarzo (>10%) (Figura 69), salvo en la serie del Gallo-Vilo donde existen grandes porcentajes de illita y clorita, provenientes de la erosión de materiales triásicos subbéticos, lo que indica su carácter proximal durante su sedimentación.

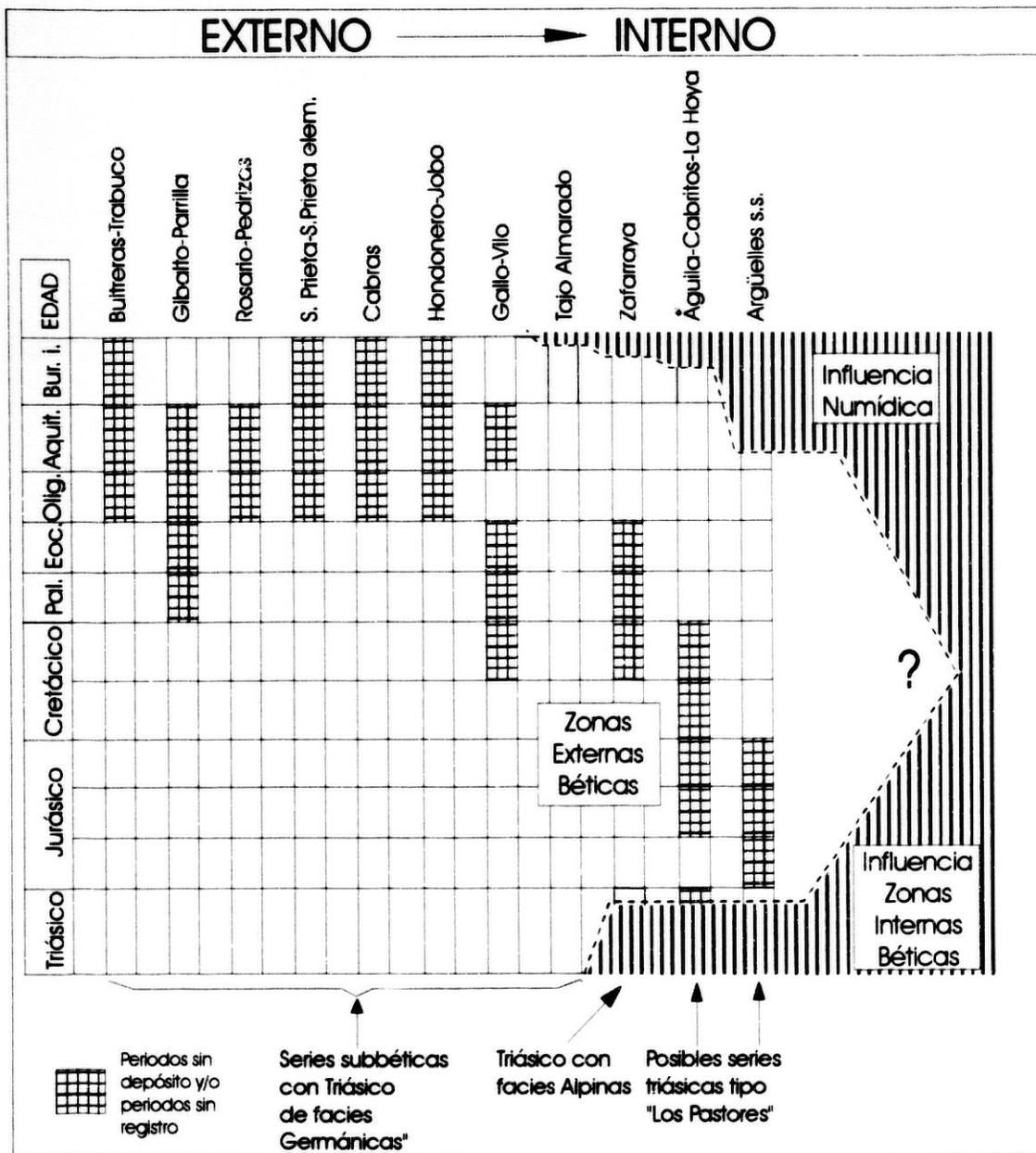
Además en la serie de Tajo Almarado, la aparición del denominado Flysch del Penibético (Fm. Fuente del Chiquero: Martín-Algarra, 1987), indica que durante este periodo se empiezan a erosionar la Alta Cadena s.s. y las Unidades tipo Zafarraya, depositando dichos materiales como turbiditas en dicho Flysch, dentro de la serie de Tajo Almarado (Martín-Algarra, 1987). Estos materiales presentan unos microconglomerados compuestos por pequeños fragmentos de rocas carbonatadas y dolomíticas con restos de macroforaminíferos bentónicos resedimentados entre los que destaca la presencia de *Miogipsynoides* muy deteriorados. La aparición de estos fragmentos, sin duda ligados a plataformas del Paleógeno-Mioceno Inferior, puede situarse en plataformas del tipo Alta Cadena, aunque como pudo verse durante el estudio del "Megasecrón" del Oligoceno Superior-Aquitaniense Inferior, esta sedimentación de plataforma sólo ha sido detectada en la zona de oriental de la Alta Cadena (Gallo-Vilo, Zafarraya y Cabritos). Dichas plataformas al desmantelarse durante el Burdigaliense inferior abastecerían de sedimentos groseros ricos en restos calcíticos, dolomíticos y cuarzosos a las zonas profundas. Por lo tanto el origen de estos sedimentos debe estar relacionado con la desmantelación de las plataformas de las series de plataforma de las Unidades tipo Zafarraya y de la Alta Cadena s.s.

La obtención de la curva mineralógica durante este periodo debe tomarse con cautela, sobre todo para las series más distales. Es de destacar que Zafarraya, La Hoya y Tajo Almarado presentan por tanto valores más bajos de lo que debieran, y aún siendo los más altos, exceptuando la serie del Pto. de las Pedrizas, estos debieron serlo aún más. No obstante su posición paleogeográfica no sufre apenas cambios, salvo la serie de La Hoya, por lo que más que ser un problema es una ventaja ya que nos permite elaborar un mapa del avance de la influencia numídica y por lo tanto evaluar el orden y por supuesto la intensidad que esta influencia tuvo en las series terciarias de la Alta Cadena.

#### **IV.11. LA NUMIDIZACIÓN DE LAS ZONAS EXTERNAS DURANTE EL BURDIGALIENSE INFERIOR.**

Anteriormente he comentado algunos aspectos acerca de la influencia numídica sobre las series terciarias de la Alta Cadena y sectores adyacentes durante el Burdigaliense inferior. La Figura 71 muestra, a manera de resumen, el registro sedimentario de las series reconocidas

durante el Mesozoico y de las estudiadas durante al Terciario, mostrando, gracias al análisis mineralógico aplicado durante esta memoria, los criterios de distalidad y proximalidad (sedimentación más externa a la izquierda y sedimentación más interna a la derecha) existentes entre ellas.



*Figura 71. Mapa de correlación de distalidad-proximalidad de las distintas series reconocidas en la Alta Cadena, ampliadas con datos obtenidos en bibliografía, desde el Triásico hasta el Burdigaliense inferior. Se muestra en rallo vertical la influencia de los materiales numídicos sobre las series estudiadas durante el Burdigaliense inferior y la naturaleza alpina del Triásico de sus series.*

De esta forma he podido elaborar un cuadro resumen acerca de las distintas influencias ejercidas sobre ellas por otros dominios paleogeográficos, distinguiendo cuales presentan claramente triásicos con facies alpinas o similar, y por tanto más elejadas, en origen, del borde subbético y, cuales presentan facies numídicas o contaminación mineralógica detectable proveniente de la misma, y por tanto en una posición más interna dentro del Subbético. He incluido triásicos del tipo "Los Pastores" (Martín-Algarra *et al.*, 1993), por presentar características mixtas entre el Subbético y los dominios alpinos de las Zonas Internas. Esta elección la hago por que en mi opinión estos triásicos pueden ser la pista para poder seguir la evolución mesozoica de posibles dominios paleogeográficos de las Zonas Externas que en determinados periodos históricos pudieron verse influenciados por sedimentación ajena a ellas.

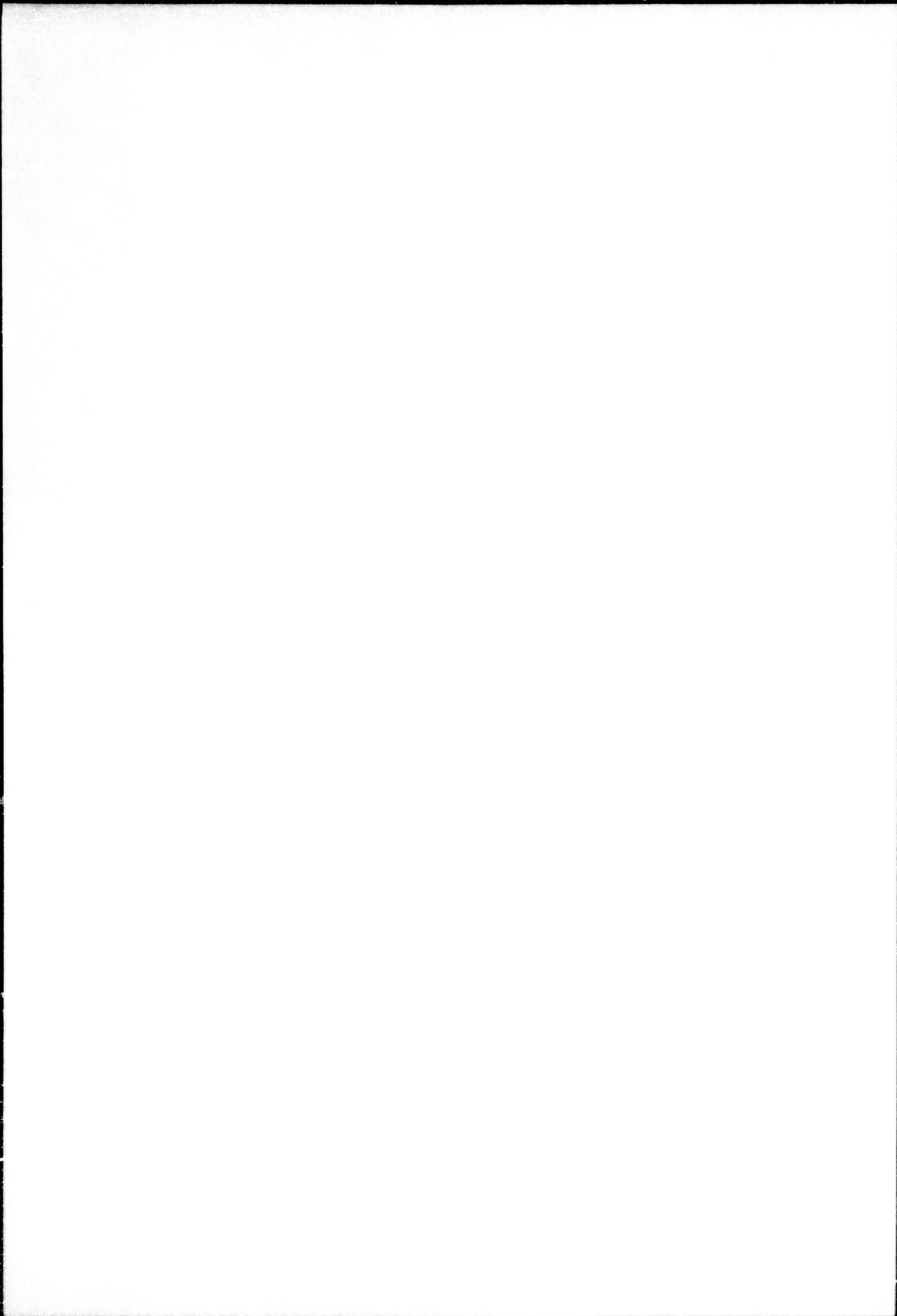
La inclusión de la Unidad de Argüelles en un posible dominio paleogeográfico ligado a un Subbético muy interno parece clara tras el estudio mineralógico de Alcalá-García *et al.* (1997a). En esta serie se detecta durante el Aquitaniense inferior altos porcentajes de caolinita (15 %), illita (50 %) y clorita en cantidades menores (>10 %), lo que parece indicar una conexión paleogeográfica con las facies numídicas y en menor medida con las Zonas Internas. Dicha mineralogía, sólo patente a partir del Aquitaniense inferior de esta serie, indica la esporádica influencia de aportes turbidíticos distales ricos en clorita desde el surco de los Flysch, hecho que coincide con los mayores afluencias de terrígenos aportados a este dominio como consecuencia de la estructuración de las Zonas Internas durante esta misma edad (Martín-Martín, 1996).

Es en el Burdigaliense inferior, cuando estos aportes numídicos, en claro ambiente progradante, comienzan a detectarse en las series más internas de la Alta Cadena. Se puede, por tanto, seguir la evolución sedimentaria del dominio de las Zonas Externas más próximo al Surco de los Flyschs Béticos, mediante el estudio de un conjunto de series que debieron situarse en posiciones muy internas de las Zonas Externas. Queda constatada la conexión, en determinados momentos, de los dominios más internos de las Zonas Internas Béticas a la influencia, por un lado de las facies alpinas durante el Triásico y por otro lado de las facies numídicas durante el Burdigaliense. De esta forma se puede trazar cual debió ser la posición de cada serie, en función a su composición mineralógica, en cuanto a la transición al Surco de los Flysch. Con este criterio y a modo de resumen se exponen los rasgos fundamentales de distalidad-proximalidad e influencia de los aportes externos a la cuenca Subbética durante el Burdigaliense inferior, donde la disposición de las series se ha realizado desde posiciones más externas a la izquierda a posiciones más internas a la derecha, marcando que tramos de las series sufren estos procesos.

A partir de estos datos mineralógicos se desprende que esta sedimentación silexítica con influencia numídica fue la antesala de la colisión entre las Zonas Internas y las Zonas

Externas Béticas durante el Burdigaliense inferior-medio. Tal afirmación queda además ratificada por los estudios previos realizados al afecto (Martín-Algarra, 1987; Zeck *et al.*, 1989, 1992 y Tent-Manclús, 1998), que sitúan esta edad como la de la colisión Zonas Internas-Zonas Externas.

## ***Conclusiones***



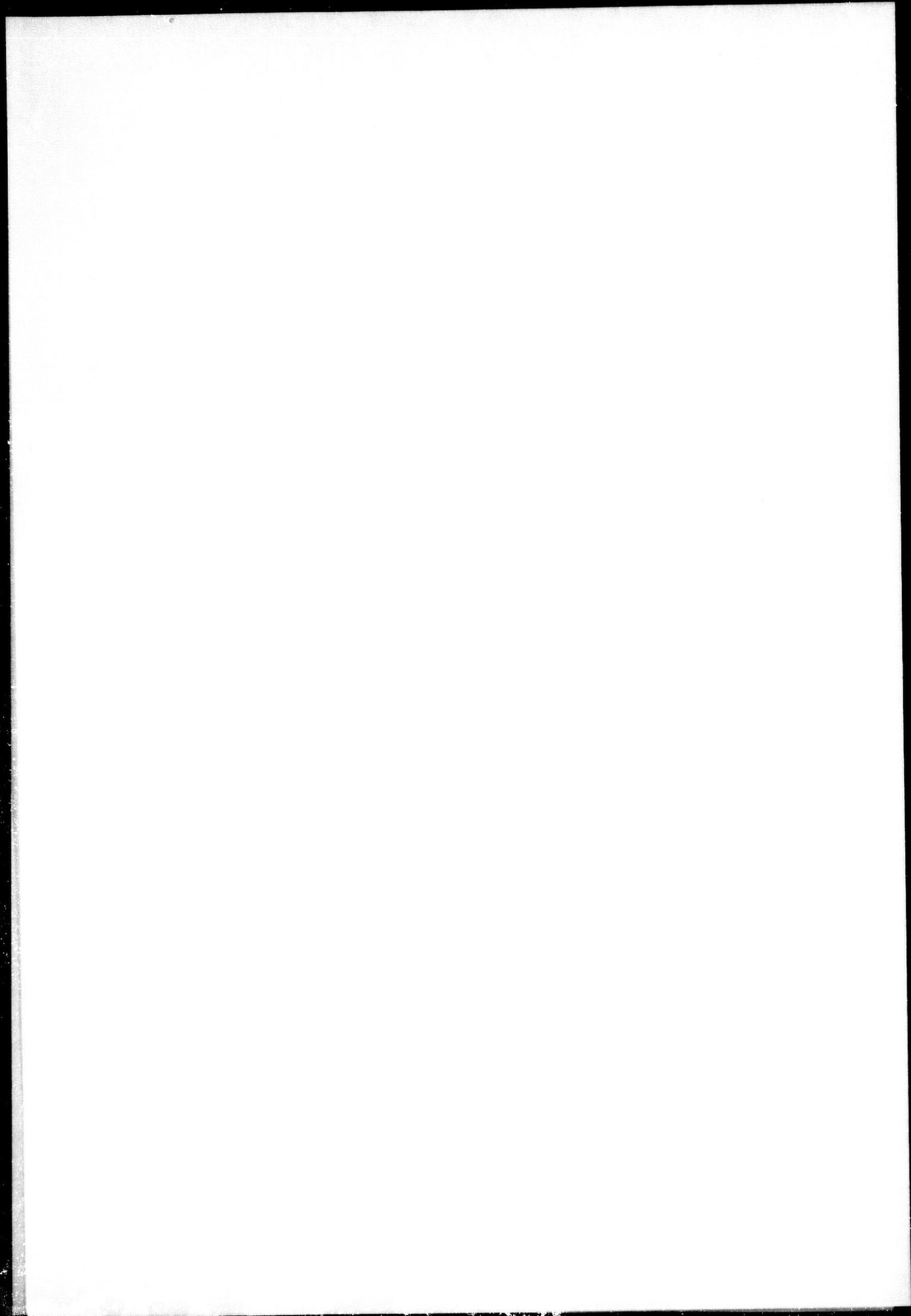
## V. CONCLUSIONES.

En los puntos que enumeraré a continuación resumiré las principales aportaciones de este trabajo y destacaré las conclusiones más importantes:

1. He dividido en este trabajo mediante criterios estratigráficos y mineralógicos el registro terciario en siete secuencias deposicionales de edad Paleoceno Inferior, Paleoceno Superior, Eoceno Inferior *s.l.*, Eoceno Medio *s.l.*, Oligoceno Superior, Aquitaniense inferior y Burdigaliense inferior, agrupando en "megasecuencias deposicionales" (M.D.) las seis primeras: M.D. del Paleoceno, M.D. del Eoceno Inferior *s.l.*-Medio *s.l.* y M.D. Del Oligoceno Superior-Aquitaniense inferior. He caracterizado dentro de las diferentes "megasecuencias deposicionales" siete parasecuencias (P1, P2, P3, P4, P5, P6 Y P7) y dos subparasecuencias deposicionales dentro de parasecuencia P7.
2. Todas estas divisiones formales las he incluido dentro de un único Ciclo Sedimentario de naturaleza preorogénica de edad Paleoceno Inferior-Burdigaliense inferior.
3. Atribuyo sin reservas a los afloramientos estudiados de edad terciaria, un origen ligado al Subbético Interno.
4. He renombrado y redefinido a partir de la observación sobre el terreno algunas unidades de la Alta Cadena, las cuales no pertenecían según estas observaciones a las divisiones anteriormente propuestas. Entre ellas destacan la unidad penibética de la Venta de los Donajos y Los Tajos y los materiales flyschoides de la Unidad de Ballesteros.
5. He incluido, como pertenecientes al dominio Subbético, las series del Complejo del Cerro del Águila, ya que su afinidad y adecuación a la división estratigráfica secuencial, al igual que sus características mineralógicas así lo han evidenciado. A ellas les he asigno, como patria paleogeográfica, el posible dominio paleogeográfico más interno dentro de las Zonas Externas.
6. He delimitado mediante las características estratigráficas y mineralógicas los distintos áreas fuentes de las series estudiadas que se estaban desmantelando durante cada "megasecrón".
7. He caracterizado climáticamente los periodos en los que ha sido posible esta clasificación, adoptando para ello modelos climáticos previos a partir de la mineralogía de las arcillas, los cuales han proporcionado datos de interés sobre todo durante los "megasecrones" del Paleoceno, el Eoceno Inferior-Medio *s.l.* y Oligoceno Superior-Aquitaniense Inferior.
8. A partir de los datos obtenidos sobre tectónica en este trabajo, desmiento la concepción estructural propuesta por Peyre (1969b y 1974), que proponía a la Alta Cadena como un conjunto de escamas flotando sobre los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, aceptando sin reservas los modelos propuestos por Martín-Algarra (1987) y Sanz de Galdeano (1996) de que la Alta Cadena constituye en sí un macizo enraizado que es

- cabalgado al norte por el Triásico extruido de Antequera y que a su vez cabalga por el sur al Penibético.
9. En este modelo tectónico, los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar al extruirse tapizarían por completo todas las unidades subbéticas que constituyen la Alta Cadena, de ahí que sea posible encontrar estos Flysch en las zonas posteriores de la Alta Cadena y sobre el Triás de Antequera. El comienzo de esta estructuración tectónica debió ocurrir a comienzos del Burdigaliense inferior.
  10. Se propone por primera vez un modelo de análisis paleogeográfico basado en el estudio de la mineralogía de las arcillas teniendo como principio la Ley de Walter. Este modelo, obtenido de la relación mineral esmectita+caolinita/illita (Daoudi *et al.*, 1995), permite caracterizar el ambiente sedimentario a partir de criterios de proximalidad-distalididad dentro de un registro sin interrupciones sedimentarias, para ello se han tomado los valores del *maximun flooding surface* (mfs) por ser los que siempre quedan preservados en las series. Además predice la posición paleogeográfica que debían ocupar series afines a las consideradas como modelo y, que en nuestro caso, se encuentran desligadas e incluidas en otro dominio geológico (el Complejo del Campo de Gibraltar).
  11. Se propone, también por primera vez, un modelo de análisis de cuencas, enmarcado dentro de la estratigrafía secuencial, a partir de la mineralogía de las arcillas, utilizando para ello las curvas obtenidas en la relación mineralógica del punto anterior. Este método ha proporcionado datos paleogeográficos para el Terciario de la Alta Cadena.
  12. La curva citada en el apartado anterior obtenida para la Alta Cadena y la obtenida para la serie penibética de Tajo Almarado han resultado ser respectivamente, la expresión de los términos cortos y términos largos de una posible curva de variación relativa del nivel del mar durante el Terciario en el borde más interno de las Zonas Externas. Además esta curva, en comparación con la obtenida por Haq *et al.* (1988), y su exhaustiva comparación con las lagunas estratigráficas reconocidas en los materiales terciarios de la Alta Cadena, ha permitido distinguir entre causas tectónicas o glacieustáticas a la hora de explicar la génesis de estas discontinuidades.
  13. En base a criterios estratigráficos y mineralógicos, propongo una edad post-Burdigaliense inferior, como la edad en la que se produjo la incorporación de los elementos que constituyen el Complejo del Águila al Complejo del Campo de Gibraltar.
  14. Defino un dominio paleogeográfico nuevo: Las Unidades tipo Zafarraya, que a nivel del Terciario y especialmente desde el Aquitaniense superior al Burdigaliense inferior corresponderían a un dominio perteneciente al Subbético Interno de transición al surco de los Flysch Béticos.

***Bibliografia***



## VI. BIBLIOGRAFÍA.

- ACCARIE, H., RENARD, M., DECONINCK, J. F., BEAUDOIN, B. y FLEURY, J. J. (1989): Géochimie des carbonates (Mn, Sr) et minéralogie des argiles de calcaires pélagiques Sénoniens. Relations avec les variations eustatiques (Massif de la Maiella, Abruzzes, Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, série II, 1679-1685.
- ALCALÁ-GARCÍA, F. J., MARTÍN-ROJAS, I.; YESARES-GARCÍA, J.; LÓPEZ-GALINDO, A. y MARTÍN-MARTÍN, M. (1997a): Mineralogía del Terciario de la Unidad de Argüelles. Complejo de Campo de Gibraltar, Cordillera Bética (S España). In: *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico*, J. P. Calvo y J. Morales (Eds.). 13-16.
- ALCALÁ-GARCÍA, F. J., LÓPEZ-GALINDO, A. y MARTÍN-MARTÍN, M. (1997b): Mineralogie des argiles du Tertiaire de la Haute Chaîne (Zones Externes Bétiques, S Espagne). Applications aux études sédimentologiques. *6<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie*. Publ. ASF, Paris, Vol. 27, 1-2.
- ALCALÁ-GARCÍA, F. J., LÓPEZ-GALINDO, A., MARTÍNEZ-GALLEGO, J. y MARTÍN-MARTÍN, M. (1998): The Paleocene/Eocene boundary at the High Chain. External Betic Zone (Southern Spain). *Strata*, série 1, Vol. 9, 12-15.
- ARRIBAS, M. E., ESTRADA, R., OBRADOR, A. y RAMPONE, G. (1996): Distribución y ordenación de Microcodium en la Formación Tremp: anticlinal de Campllong (Pirineos Orientales, provincia de Barcelona). *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (1-2), 9-18.
- AVERBUCH, O., DECONINCK, J. F., PROUST, J. N. y MAMMOUDIA, M. (1997): Enregistrement magnétique et mineralogique à haute resolution des variations tectoniques et eustatiques au sein des formations du Kimmeridgien-Tithonien du Boulonnais (Nord de la France). *6<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie*. Publ. ASF, Paris, Vol. 27, 5-6.
- AZÉMA, J., FOUCAULT, A., FOURCADE, E., GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., GONZÁLEZ-DONOSO, J. M., LINARES, D., LÓPEZ-GARCÍA, A. C., RIVAS, P. y VERA, J. A. (1979): Las microfácies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Serv. Pub. Univ. de Granada*, 99 pp.
- BAILEY, S. W. (1980a): Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. *Clay Minerals*, 15, 85-93.
- BAILEY, S. W. (1980b): Structures of Layers Silicates. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification* (Brindley, G. W. & Brown, G. eds.). *Mineralogical Society, London*, 495 pp.
- BARAHONA-FERNÁNDEZ, E. (1974): Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas. *Tesis Doctoral, Secret. Pub. Univ. de Granada*, 398 pp.
- BARAHONA, E. y PALUMBO, P. (1981): La separación del residuo insoluble de rocas carbonatadas. *Tecniterrae*. 44, 6-9.
- BARBA MARTÍN, A., MARTÍN SERRANO, A. y PILES MATEOS, E. (1979): Hoja geológica 1:50.000 n° 1039 (Colmenar). I.G.M.E., 88 pp.
- BARSHAD, I. (1966): The effect of a variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils from acid and basic igneous rocks. *Proc. Int. Clay Conf. Jerusalem*. 1, 167-173.
- BISCAYE, P. E. (1965): Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76, 803-832.
- BLOW, W. H. (1969): Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminifera biostratigraphy. *Proceeding First International Conference Planktonic Microfossils, Geneva, 1967* (P. Brönnimann & H.H. Renz, Eds.) Brill, Leiden: 119-442.
- BLUMENTHAL, M. (1927): Versuch einer tektonischen gliederung der betischen cordilleren von Central, und Sud-West Andalusien. *Ed. Geol. Helv.*, 20: 487-592.

## Bibliografía

- BLUMENTHAL, M. (1931): Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et zones limitrophes (Andalousie). *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 23-94.
- BLUMENTHAL, M. (1960): Sur les rapports des zones subbétique et pénibétique a la hauteur d'Archidona-alfarnate (Prov. de Málaga et Granada). *C. R. Acad. Sci. Paris*, CXCI, 1018.
- BOULIN, J. (1970): Les zones internes des cordilleres bétiques de Málaga a Motril (Espagne meridionale). *Annales Herbert et Hang. Travaux du laboratoire de Géologie de la faculté des Sciences de l'Université de Paris*. n° X, 1-237.
- BOULIN, J., BOURGOIS, J., CHAUVE, P., DURAN-DELGA, M., MAGNE, J., MATHIS, V., PEYRE, Y., RIVIERE, M. y VERA, J. A. (1973): Age Miocene Inferieur de la formation de La Vifuela, discordante sur les nappes internes bétiques (province de Málaga, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, 1245-1248.
- BOURGOIS, J. (1978): La transversale de Ronda, Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar. *Ann. Sci. Univ. Besançon Géol.* 30, 445 pp.
- BOURGOIS, J., CHAUVE, P. y PEYRE, Y. (1972): Les phénomènes tectono-sédimentaires dans l'W des Cordillères Bétiques depuis l'Aquitainien. *Ann. Sc. Univ. Besançon Géol.* 17, 97-112.
- BRADLEY, G. W. y GRIM, R. E. (1961): Mica clay minerals. In: *x-ray Identification and Crystal Structure of Clay Minerals*, 2<sup>nd</sup> edit. (G. Brown, edit.). *Mineralogical Society, London*, 544 pp.
- BRINDLEY, G. W. (Edit.) et al. (1951): X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. *Mineralogical Society, London*, 345 pp.
- BROSSE, E. (1982): Contribution à la mineralogie et la geochemie des sédiments pélagiques profonds. Comparaison des "black-shales" du Crétacé dans l'Atlantique central nord et des dépôts du Malm et du Crétacé en Briançonnais. *Tesis Doctoral, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris*. 474 pp.
- BROWN, G. (Edit.) et al. (1961): The X-ray Identification and Crystal Structures of Clay Minerals. *Mineralogical Society, London*, 544 pp.
- BROWN, G. y BRINDLEY, G. W. (1980): X-ray Identification Procedures for Clay Mineral Identification. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification* (Brindley, G. W. & Brown, G. eds.). *Mineralogical Society, London*, 495 pp.
- CALVET, F., WRIGHT, V. P. y GIMÉNEZ, J. (1991): Microcodium: descripción y origen. Implicaciones paleogeográficas, paleoclimáticas y paleomorfológicas. *Pub. I Congreso del G. E. T., Vic*, 50-51.
- CANO MEDINA, F. (1991): Hoja geológica 1:50.000 n° 1038 (Ardales). I.T.G.E., 56 pp.
- COCCIONI, R., GUERRERA, F. y VENERI, F. (1988): Segnalazione di un intervallo piroclastico ("MEGA-P") di notevole spessore nel Bisciaro inframiocenico di Arcevia (Appennino marchigiano). *Boll. Soc. Geol. It.* 107 (1): 25-32.
- COMAS, M. C. (1978) Sobre la geología de los Montes Orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico hasta el Mioceno inferior. *Tesis Doctoral, Univ. de Bilbao*, 323 pp.
- COPELAND, R. A., FREY, F. A. y WONES, D. R. (1971): Origin of clay minerals in a Mid-Atlantic Ridge sediment. *Earth Planetary Sci. Lett.*, 10, 186-192.
- CREMADES CAMPOS, J. (1979): Contribución al conocimiento de los foraminiferos planctónicos y al estudio bioestratigráfico del Eoceno y Oligoceno del sector oriental de las Cordilleras Béticas. *Tesis Doctoral, Univ. de Granada, Secr. Pub. Univ. de Granada*, 359, 350 pp.
- CROUDACE, J. W. y ROBINSON, N. D. (1983): A simple, rapid and precise smear method for the preparation of oriented clay mounts. *Clay Minerals*, 18, 337-340.
- CRUZ-SANJULIÁN, J. (1974): Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna, *Tesis*

Doctoral, Univ. de Granada, Secr. Pub. Univ. de Granada, 71, 413 pp.

CHAMLEY, H. (1979): Les successions argileuses de l'Atlantique Nord, echo des changements Mesozoïques et Cenozoïques de l'environnement. Exemple du Bassin de Cap Vert. *C. R. Acad. Sci. Paris*. 289, 769-772.

CHAMLEY, H. (1989): Clay sedimentology. *Springer-Verlag, Berlin-New York*. 623 pp.

CHAMLEY, H., DEBRABANT, P., FOULON, J. y LEROY, P. (1980): Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges nord-atlantiques depuis le Jurassique supérieur (sites 105 et 367 DSDP). *Bull. Soc. Géol. France*. 7 (XXII-5): 745-755.

CHAMLEY, H. y ROBERT, C. (1982): Paleoenvironmental significance of clay deposits in Atlantic black shales. In: *nature and origin of Cretaceous Carbon-rich Facies* (Schlanger, S. C., et al., eds.). Academic Press, London, 101-112.

CHAMLEY, H., DECONINCK, J. F. y MILLOT, G. (1990): Sur l'abondance des minéraux smectitiques dans les sédiments marins communs déposés lors des périodes de haut niveau marin du Jurassique supérieur au Paléogène. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, série II, 1529-1536.

CHAUVE, P., DIDON, J. y PEYRE, Y. (1968): Le Crétacé inférieur du Pénibétique (Zone de Ronda-Torcal), Cordillères Bétiques, Espagne. *Bull. Soc. Géol. France* (7), 10, 56-64.

CHURT, T. M. y VELDE, B. (1979): Geochemistry and origin of a deep-sea Pacific palygorskite deposit. *Chem. Geol.* 25. 31-39.

DAOUDI, L. (1991): Sédimentation et diagenèse des argiles du Jurassique supérieur à l'Eocène dans le bassin du Haut Atlas occidental (Maroc). *Tesis Doctoral, Univ. de Lille-I*, 196 pp.

DAOUDI, L. y DECONINCK, J. F. (1994): Contrôles paléogéographique et diagénétique des successions sédimentaires argileuses du bassin Atlantique au Crétacé (Haut Atlas occidentale, Maroc). *Journal of African Earth Sciences*, 18/2, 123-134.

DAOUDI, L., DECONINCK, J. F., WITAN, O. y REY, J. (1995): Impact des variations du niveau marin sur les argiles: exemple du Crétacé inférieur du bassin d'Essaouira (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris. Série II a*, 707-711.

DECONINCK, J. F. (1992): Sédimentologie des argiles dans la Jurassique-Crétacé d'Europe occidentale et du Maroc. *Tesis de Habilitation. Univ. de Lille-I*, 248 pp.

DECONINCK, J. F., CHAMLEY, H., ACCARIE, H., BEAUDOIN, B. y RENARD, M. (1989): Clays minerals as a tool in recording eustatic fluctuations. Exemple of Cretaceous to Eocene pelagic sediments from the Umbria-Marche basin (Italy). *2<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie. Mesozoic Eustatic Record on Western Tethyan Margin*, Abstracts: 23-24.

DELGADO, F. 1970. Estudio geológico de la Sierra del Gibalto y sectores adyacentes. *Tesis Licenciatura (inérita) Univ. de Granada*, 95 pp.

DELGADO, F. y SANZ DE GALDEANO, C. (1981): Estudio geológico de la Sierra del Gibalto y sectores próximos (provincias de Granada y Málaga). *Estudios Geológicos*, 37: 69-75.

DE ORUETA, D. (1877): Bosquejo físico-geológico de la región septentrional de la provincia de Málaga. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, IV, 89-171.

DIDON, J. (1969): Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). *Tesis Doctoral, Univ. de Paris*, 539 pp.

DIDON, J. (1977): Rôle des phénomènes de glissement et d'écoulement par gravité dans la mise en place du matériel flysch à la périphérie de l'arc de Gibraltar. Conséquences. *Bull. Soc. Géol. France* (7), 19, 4, 765-771.

DIDON, J., DURAND-DELGA, M. y KORNPROBST, J. (1973): Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Géol. France* (7), 15, 2, 77-105.

## Bibliografía

- DURAND-DELGA, M. (1972): La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. *Ecl. Geol. Helv.*, 65, 267-278.
- EL HATIMI, N. (1991): Rifting mésozoïque sur la bordure occidentale du Rif interne (Maroc). Evolution géodynamique d'un secteur de la marge ouest-téthysienne (Exemples du Haouz et du Groupe du Moussa). *Tesis Doctoral d'Etat, Sciences, Univ. de Pau et des Pays de l'Adour*, 317 pp.
- EL MAMOUNE, B. (1996): Nanoplancton Calcáreo del Paleógeno del Sur de España. *Tesis Doctoral, Univ. de Granada* (inérita), 319 pp.
- EL MAMOUNE, B., MARTÍNEZ-GALLEGO, J. y CAMACHO, H. (1993): Calcareous Nannofossils and planktic foraminifera of the Discoaster saipanensis zone (Middle Eocene) of South Spain (Betic Chain). *Rev. Esp. Micropal.*, XXV, 3, 9-22.
- ELORZA, J. J., GARCÍA-DUEÑAS, V., MATAS, J. y MARTÍN, L. (1979): Hoja geológica 1:50.000 n° 1040 (Zafarraya). I.G.M.E., 64 pp.
- ESLINGER, E. V., MAYER, L. M., DURST, T. C. HOWER, J. y SAVIN, S. (1973): An X-ray technique for distinguishing between detrital and secondary quartz in the finegrained fraction of sedimentary rocks. *Journal of Sedim. Petrol.* 43 (2), 540-543.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illite sur la cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau, S. N. P. A.* 3, 147-154.
- FALLOT, P. (1930): Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétiques et subbétiques. *Livre Jubilaire Cent. Soc. Géol. France*, 279-305. Rectificación en: 1931. C.R. Somm. S.G.F., 66 pp.
- FALLOT, P. (1934): Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans la domaine des Alpides espagnoles. *Geol. Med. Occ.* IV.
- FALLOT, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geológicos*, 4: 259-279.
- FONTBOTÉ, J. M. (1970): Sobre la historia pre-orogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol. Granada*, 1, 71-78.
- FOUCAULT, A. (1971): Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (province de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale). *Tesis Doctoral, Univ. Paris*, 633 pp.
- FURBISH, W. J. y SANDO, T. W. (1976): Palygorskite by direct precipitation from hydrothermal solution. *Clay Minerals.*, 11, 147-152.
- GALÁN, E. (1986): Las arcillas como indicadores paleoambientales. *Bol. Soc. Española de Min.* 9, 11-22.
- GALÁN, E., GONZÁLEZ, J. M., FERNÁNDEZ-NIETO, C. y BARCELÓ, G. (1984): Mineralogía de los materiales de la formación de la Vifuela (Cordilleras Béticas). *Estudios Geológicos*, 40, 259-267.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. (1967): La Zona Subbética al N de Granada. *Tesis Doctoral, Univ. de Granada* (inérita.), 417 pp.
- GARCIA-HERNANDEZ, M., LOPEZ-GARRIDO, A. C., RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C. & VERA, J. A. (1980): Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnbouw*, 59, 155-168.
- GIBBS, R. J. (1976): Amazon River sediment transport in the Atlantic Ocean. *Geology*, Vol: 4, 45-48.
- GIBBS, R. J. (1977): Clay mineral segregation in the marine environment. *Journal of Sedim. Petrol.*, Vol: 47, 1, 237-243.
- GRIM, R. E. (1953): *Clay Mineralogy*. McGraw Hill, New York-London-Toronto. 384 pp.
- GUERRERA, F., TONELLI, G. y VENERI, F. (1986): Caratteri lito-sedimentologici e mineralogico-petrografici di vulcanoclastiti mioceniche presenti nella successione Umbro-Marchigiana. *Bull. Soc. Geol. It.*,

105, 307-325.

GUERRERA, F. y VENERI, F. (1989): Neogene and pleistocene volcanoclastites of the Apennines (Italy). *Geol. Mijnbouw* 68, 381-390.

GUERRERA, F., MARTÍN-ALGARRA, A. y PERRONE, V. (1993): Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines. *Terra Nova*, 5, 525-544.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. y VAIL, P. R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J. y VAIL, P. R. (1988): Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: *Sea-level changes.- An integrated approach* (Ed. by C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Vagoner), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 42, 71-108.

HERMES, J. J. (1978): The Stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Velez Rubio-Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet.* 81, 1-54.

ISPHORDING, W. C. (1973): Discussion of the occurrence and origin of sedimentary palygorskite-sepiolite deposits. *Clays and Clay Minerals*. 21, 391-401.

ISSC (1994): International Stratigraphic guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. *IUGS and GSA (2<sup>nd</sup> Edition)*. 214 pp.

JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. E. N. (1977): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000, I.G.M.E.

KANTOR, W. y SCHWERTMANN, U. (1974): Mineralogy and genesis of clay minerals in red-black soil toposequences on basic rocks in Kenia. *Journal of Soil. Sci.* 25, 67-78.

KELLER, W. D. (1970): Environmental aspects of clay minerals. *Journal of Sedim. Petrol.* 40, 788-813.

LÓPEZ-AGUAYO, F. y CABALLERO, A. (1973): Los minerales de la arcilla y su contribución a la diferenciación de facies sedimentarias. *Estudios Geológicos*. 29, 131-143.

LÓPEZ-GALINDO, A. (1986): Las facies oscuras del Cretácico medio en la Zona Subbética. Mineralogía y sedimentación. *Tesis Doctoral, Univ. de Granada*, 267 pp.

MACÉWAN, D. M. C. y WILSON, M. J. (1980): Interlayer and intercalation complexes of clay minerals. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and their X-ray Identification* (Brindley, G. W. & Brown, G. eds.). London, Mineralogical Society Monograph, 5, 197-248.

MAGNÉ, J., PEYRE, Y., DEL VALLE, M. y VERA, J. A. (1969): La serie estratigráfica del Gallo-Vilo (prov. de Málaga, España). *Acta Geol. Hispánica*. t. IV, 3, 67-71.

MARTÍN-ALGARRA, A. (1987): Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental). *Tesis Doctoral, Univ. de Granada, Dpto. Estratigrafía y Paleontología*, 1171 pp.

MARTÍN-ALGARRA, A. y MARTÍNEZ-GALLEGO, J. (1984): El Paleógeno del Penibético. (Cordillera Bética). *Mediterránea*. 3, 41-64.

MARTÍN-ALGARRA, A., MÁRQUEZ-ALIAGA, A., SOLÉ DE PORTA, N. y VALENZUELA, J. M. (1993): La serie triásica de Los Pastores (Algeciras). *Estudios Geológicos*, 49: 21-39.

MARTÍN-ALGARRA, A., MARTÍN-MARTÍN, M., MARTÍN-PÉREZ, J.A. Y SERRANO, F. (1994): Posición estructural del Mioceno Medio al N de Sierra Arana (Subbético interno). Implicaciones en la evolución tectónica regional. *II Congreso del G.E.T. Comunicaciones*: 157-160.

MARTÍN-MARTÍN, M. (1996): El Terciario del dominio Maláguide en Sierra Espuña (Cordillera

## Bibliografía

Bética oriental, SE de España). Estratigrafía y evolución paleogeográfica. *Tesis Doctoral, Univ. de Granada*, 297 pp.

MARTÍN-MARTÍN, M., LÓPEZ-GALÍNDO, A., EL MAMOUNE, B., MARTÍN-ALGARRA, A., y SERRANO, F. (1994): Nuevos datos sobre el Terciario del Gallo-Vilo (Subbético de la Alta Cadena, Provincia de Málaga, Cordillera Bética). In: *II Congreso del GET. Comunicaciones*: 161-164.

MARTÍN-MARTÍN, M., ALCALÁ-GARCÍA, F. J. y REY, J. (1997): Etude de la minéralogie des argiles de l'Ilerdien de Montlaur (Corbières, S. France). Applications aux études sédimentologiques. *6<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie*. Publ. ASF, Paris, Vol. 27, 185-186.

MARTÍN-PÉREZ, J. A. (1997): Nanoplancton calcáreo del Mioceno de la Cordillera Bética (Sector Oriental). *Tesis Doctoral, Univ. de Granada* (inédita). 329 pp.

MARTÍN-PÉREZ, J. A., MAATÉ, A., MARTÍN-MARTÍN, M. y MARTÍN-ALGARRA, A. (1994a): Estudio bioestratigráfico de las formaciones burdigalienses relacionadas con el contacto Zona Internas-Externas de la Cordillera Bético-rifeña (Sur de España-Norte de Marruecos). *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*, 122-123.

MARTÍN-PÉREZ, J. A., EL MAMOUNE, B., MARTÍN-MARTÍN, M. y MARTÍN-ALGARRA, A. (1994b): El límite Oligoceno-Aquitaniense en el Barranco de la Almoloya (Sierra Espuña, Cordillera Bética, SE España). *Comunicaciones de las X Jornadas de Paleontología*, 123-124.

MARTÍNEZ-GALLEGO, J. (1977): Estudio micropaleontológico del Nummulítico de un sector comprendido entre Moreda-Piñar-Pedro Martínez (Zona Subbética). *Tesis Doctoral, Univ. de Granada, Secr. Pub. Univ. Granada*, 175, 206.

MARTÍNEZ-RUIZ, F. (1994): Geoquímica y mineralogía del tránsito Cretácico-Terciario en las cordilleras Béticas y en la cuenca Vasco-Cantábrica. *Tesis Doctoral, Univ. de Granada*. 281 pp.

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. II Planktonik conference, Roma, 1970, 2*, 739-785, *Tecnoscienza*.

MARTINI, E. y MÜLLER, C. (1986): Current Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy and correlations. *Newsl. Stratigr.* 16 (2), 99-112.

MATHIS V. (1974): Etude géologique de l'extrémité orientale de la Zone de Colmenar (Province de Málaga, Espagne). *Tesis 3<sup>er</sup> ciclo, Univ. de Besançon*, 201 pp.

MELLINGER, R. M. (1979): Quantitative X-ray diffraction analysis of clay minerals. An evaluation. *SRC, Report, Saskatchewan Research Council*. G-79, 6, 1-46.

MILLOT, G. (1964): Géologie des Argiles. *Masson et Cie. Paris*, 499 pp.

MILLOT, G. (1967): Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires (y compris les séries rouges). *Sedimentology*. 8, 259-280.

MILLOT, G. (1970): Geology of clays. *Masson et Cie. Paris*, 429 pp.

MILLOT, G. (1979): *Clay. Sci. Amer.* 240 (4), 109-118.

MITCHUM, R. M. Jr., VAIL, P. R. y THOMPSON III, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part. 2: The depositional sequence, a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (ed): *Seismic Stratigraphy. Application to Hydrocarbon Exploration*. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 26, 53-62.

MOLINA, E. (1979): Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas. *Tesis Doctoral, Univ. de Granada*, 342 pp.

OLIVIER P. (1984): Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc-Espagne). *Tesis Doctoral, Univ. Paul Sabatier, Toulouse-III*, 229 pp.

- ORTEGA HUERTAS, M., SEBASTIAN PARDO, E., RODRIGUEZ GALLEGO, M. y LOPEZ AGUAYO, F. (1983): Mineralogía de arcillas en sedimentos turbidíticos de las unidades del Campo de Gibraltar (Cádiz). *Tecniterrae*, 53, 43-48.
- PALOMO, I. (1987): Mineralogía y geoquímica de sedimentos pelágicos del Jurásico inferior de las Cordilleras Béticas (SE de España). *Tesis Doctoral, Univ. de Granada*. 344 pp.
- PALOMO, I., ORTEGA-HUERTAS, M. y FENOLL HACH-ALI, P. (1985): The influence of clay minerals in studies of the evolution of the Jurassic deposits of the betic Cordillera, SE Spain. *Clay Minerals*, 20, 39-52.
- PAQUET J. (1969): Etude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne). *Mém. Soc. Géol. France*, 8, 1-270.
- PECORINI, G. (1974): Sui tufi pomicei langhiani della Sardegna meridionale. *Boll. Soc. Geol. It.* 93 (4): 1001-1012.
- PENDÓN, J. G. y POLO, M. D. (1975): Estudio mineralógico de las areniscas de la serie de Punta carnero (Unidad de Algeciras) y de las areniscas del Aljibe (Unidad del Aljibe). Campo de Gibraltar. *Acta Geológica Hispánica*, t. X, 4, 146-149.
- PETTIJOHN, F. J., POTTER, P. E. y SIEVER, R. (1972): Sand and sandstone. *Springer, Berlin*: 618 pp.
- PEYRE, Y. (1959): Présence d'éléments allochtones dans la zone du Flysch de Colmenar (Andalousie). *C. R. Acad. Sci. Paris*. t. 249, 2086-2088.
- PEYRE, Y. (1960-1962): Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères Bétiques sur la transversale de Málaga. Laits nouveaux, problèmes et hypothèses. *Livre Mem. Prof. P. Fallot, Mém. Hors Sér. S.G.F.* 1, 199-208
- PEYRE, Y. (1969a): Essai sur la paléogéographie des Cordillères Bétiques au Crétacé inférieur. La transversale de Málaga. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*. 2, 45-49.
- PEYRE, Y. (1969b): Présentation de deux coupes tectoniques d'ensemble dans las Cordilleres Bétiques au Nord de Málaga (Andalousie). *C. R. Somm. Soc. Géol. France*. 2, 38-39.
- PEYRE, Y. (1974): Géologie D'Antequera et de sa région (Cordillères Bétiques, Espagne). *Tesis. Univ. de Paris, Inst. Nat. Agronomique, Paris*, 528 pp.
- PUY, J. L. (1979): Mineralogía y geoquímica del Triás de la Zona Subbética de Huelma (Jaén). *Tesis Doctoral, Univ. de Granada*. 336 pp.
- RATEEV, M. A. GORBUNOVA, Z. N. LISITZYN, A. P. y NOSOV, G. (1969): The distribution of clay minerals in the Oceans. *Sedimentology*. 13, 21-43.
- RIVAS, P., SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J. A. (1979): Itenerarios geológicos de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Secret. Pub. Univ. de Granada*, 86 pp.
- RIVERA, S. (1975): Estudio litoestratigráfico y sedimentológico del Complejo Colmenar-Periana en el sector de Periana-Alcaucín (Provincia de Málaga). *Tesis de Licenciatura (inérita), Univ. de Granada*, 151 pp.
- ROBERT, C. (1982): Modalités de la sédimentation argileuse en relation avec l'histoire de l'Atlantique Sud. *Tesis Doctoral, Sci., Univ. d'Aix-Marseille, France*.
- ROBERT, C. (1987): Clay mineral associations and structural evolution of South Atlantic: Jurassic to Eocene. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 58, 87-108.
- RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (1990): Estudio de la ritmita kimmerigiense en el Prebético central (sectores de Cazorla y Segura de la Sierra). *Tesis de Licenciatura (inérita), Univ. de Granada*, 197 pp.
- RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J. (1993): Evolución sedimentaria y ecoestratigráfica en plataformas

## Bibliografía

- epicontinentales del Margen Sudibérico durante el Kimmerigiense inferior. *Tesis Doctoral, Univ. de Granada*. 377 pp
- RUIZ CRUZ, M. D., RODRÍGUEZ JIMENEZ, P. y CARRASCO, F. (1987): Mineralogía y génesis de la fracción fina de la serie del Rinconcillo (Formaciones Flysch del Campo de Gibraltar, SW de España). *Estudios Geológicos*. 43, 11-23.
- RUIZ CRUZ, M. D. y RODRÍGUEZ JIMENEZ, P. (1996): contribución de la mineralogía de arcillas al análisis de procedencia en los flyschs del Campo de Gibraltar. *Geogaceta*, 20 (7), 1484-1487.
- RUIZ-ORTÍZ, P. (1980): Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril-Prov. de Granada y Jaén). *Tesis Doctoral, Univ. de Granada, Secr. Pub. Univ. Granada*, (270). 272 pp.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1973): Geología de la Transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén). *Tesis Doctoral, Univ. de Granada, Secr. Pub. Univ. de Granada*, 83, 274 pp.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1996): The E-W segments of the contact between the External and Internal Zones of the Betic and Rif Cordilleras and the E-W Corridors of the Internal Zone (a combined explanation). *Estudios Geológicos*, 52, 123-136.
- SCHULTZ, L. G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data for the Pierre Shale. *Geol. Survey Prof. Paper*. 391-C, 45 pp.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., DROBNE K., LESS G., JAUHRI A.K., PIGNATTI J.S., SAMSÓ J.M., SCHAUB H., SIREL E., TAMBAREAU Y., TOSQUELLA J. y ZAKREVSKEYA (en prensa): Cenozoic Chronostratigraphic Chart. Benthic Foraminifera from Paleocene and Eocene. In: *Mesozoic-Cenozoic sequence Stratigraphy of European Basins*. Vol. Spec. S.E.P.M.
- SERRANO, F. (1975): Estudio geológico (litoestratigráfico y desimentológico) del sector Colmenar-Villanueva del Rosario. *Tesis de Licenciatura, (inédita), Univ. de Granada*. 118 pp.
- SERRANO, F. (1979): Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas. *Tesis Doctoral, Univ. de Málaga*. 272 pp.
- SINGER, A. (1979): Palygorskite in sediments: Detrital, diagenetic or neofomed. A critical review. *Geol. Rundsch.*, 68 (3), 996-1008.
- SINGER, A. (1980): The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth. Sci. Reviews*, 15: 303-326.
- SINGER, A. y GALAN, E. (1984): Palygorskite-sepiolite. Occurrences, genesis and uses. *Development in sedimentology. Elsevier-Amsterdam*. 37. 473 pp.
- STARKEY, H. C., BLACKMON, P. D. y HAUFF, P. L. (1984): The routine mineralogical analysis of clay-bearing samples. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, nº 1563, 32 pp.
- STOKKE, P. R. y CARSON, B. (1973): Variation in clay mineral X-ray diffraction results with the quantity of sample mounted. *Journal of Sedim. Petrol.* 43, 4, 957-964.
- TENT-MANCLÚS, E. (1998): El Terciario del Sector comprendido entre Zarzadilla de Totana y Bullas. *Tesis de Licenciatura, (inédita), Univ. de Granada*, 131 pp.
- THIRY, M. y JACQUIN, T. (1993): Clay mineral distribution related to rift activity and sea level changes and paleoceanography in the Cretaceous of the Atlantic Ocean. *Clay Minerals*. 28, 61-84.
- VAN DER MAREL, M. (1966): Quantitative analysis of clay minerals and their admixtures. *MContrib. Mineral. Petrology*. 12, 96-138.
- VELDE, (1985): Clay minerals. A physico-chemical explanation of their occurrence. *Developments in Sedimentology. Elsevier*. 427 pp.
- VERA, J.A. (1969): Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores

adyacentes. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 72, 187 pp.

VERA, J. A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In: *Programa Internacional de Correlación Geológica PICG*. R. A. Ciencias. Exact. Fis. Nat., Madrid, 2, 125-160.

VERA, J. A. (1994): Estratigrafía, principios y métodos. *Rueda* (Edit.), Madrid, 806 pp.

VERA, J. A., GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ-GARRIDO, A. C., COMAS, M. C., RUÍZ-ORTÍZ, P. A. y MARTÍN-ALGARRA, A. (1982): El Cretácico de la Cordillera Bética. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid, 515-632.

VON KLEBELSBERG, R. (1927): Beiträge zur Geologie der Sierren zwischen Granada und Málaga (Andalusien). *Z. Deutsch. Geol. Abhdlg.*, LXXX, 4, 535-616.

VON RAD, U. y RÖSCH, H. (1972): Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in Leg 14 sediments. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. XIV (Hayes, D. E. et al., eds.), U. S. Government Printing Office, Washington, 727-751.

WEAVER, C. E. (1989): Clays, Muds, and Shales. *Contribution to Sedimentology*. Elsevier Amsterdam. 44, 819 pp.

YAALON, D. H. y WIDER, M., (1976). Pedogenic palygorskite in some arid brown (Calciorthid) soils of Israel. *Clay Minerals*, V, 11. 73-80.

ZECK H.P., ALBAT F., HANSEN B.T., TORRES-ROLDÁN R.L., GARCÍA-CASCO A. y MARTÍN-ALGARRA A. (1989): A  $21 \pm 2$  Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, 169, 215-220.

ZECK H.P., MONIÉ P., VILLA I.M. y HANSEN B.T. 1992. Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20, 79-83.

ZUFFA, G. G. (1985): Optical analyses of Arenites: Influence of methodology on compositional results. In: G. G. Zuffa (Edit.): "Provenance of Arenites". Reidel, (Dordrecht-Boston). 165-189.



MICROCOPY RESOLUTION TEST CHART  
NATIONAL BUREAU OF STANDARDS  
STANDARD REFERENCE MATERIAL 1010a  
(ANSI and ISO TEST CHART No. 2)

adyacentes. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 72, 187 pp.

VERA, J. A. (1981): Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras cordilleras alpinas durante el Mesozoico. In: *Programa Internacional de Correlación Geológica PICG*. R. A. Ciencias. Exact. Fis. Nat., Madrid, 2, 125-160.

VERA, J. A. (1994): Estratigrafía, principios y métodos. *Rueda* (Edit.), Madrid, 806 pp.

VERA, J. A., GARCÍA-HERNÁNDEZ, M., LÓPEZ-GARRIDO, A. C., COMAS, M. C., RUÍZ-ORTÍZ, P. A. y MARTÍN-ALGARRA, A. (1982): El Cretácico de la Cordillera Bética. In: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense, Madrid, 515-632.

VON KLEBELSBERG, R. (1927): Beiträge zur Geologie der Sierren zwischen Granada und Malaga (Andalusien). *Z. Deutsch. Geol. Abhdlg.*, LXXX, 4, 535-616.

VON RAD, U. y RÖSCH, H. (1972): Mineralogy and origin of clay minerals, silica and authigenic silicates in Leg 14 sediments. In: *Initial Raports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. XIV (Hayes, D. E. et al., eds.), U. S. Government Printing Office, Washington, 727-751.

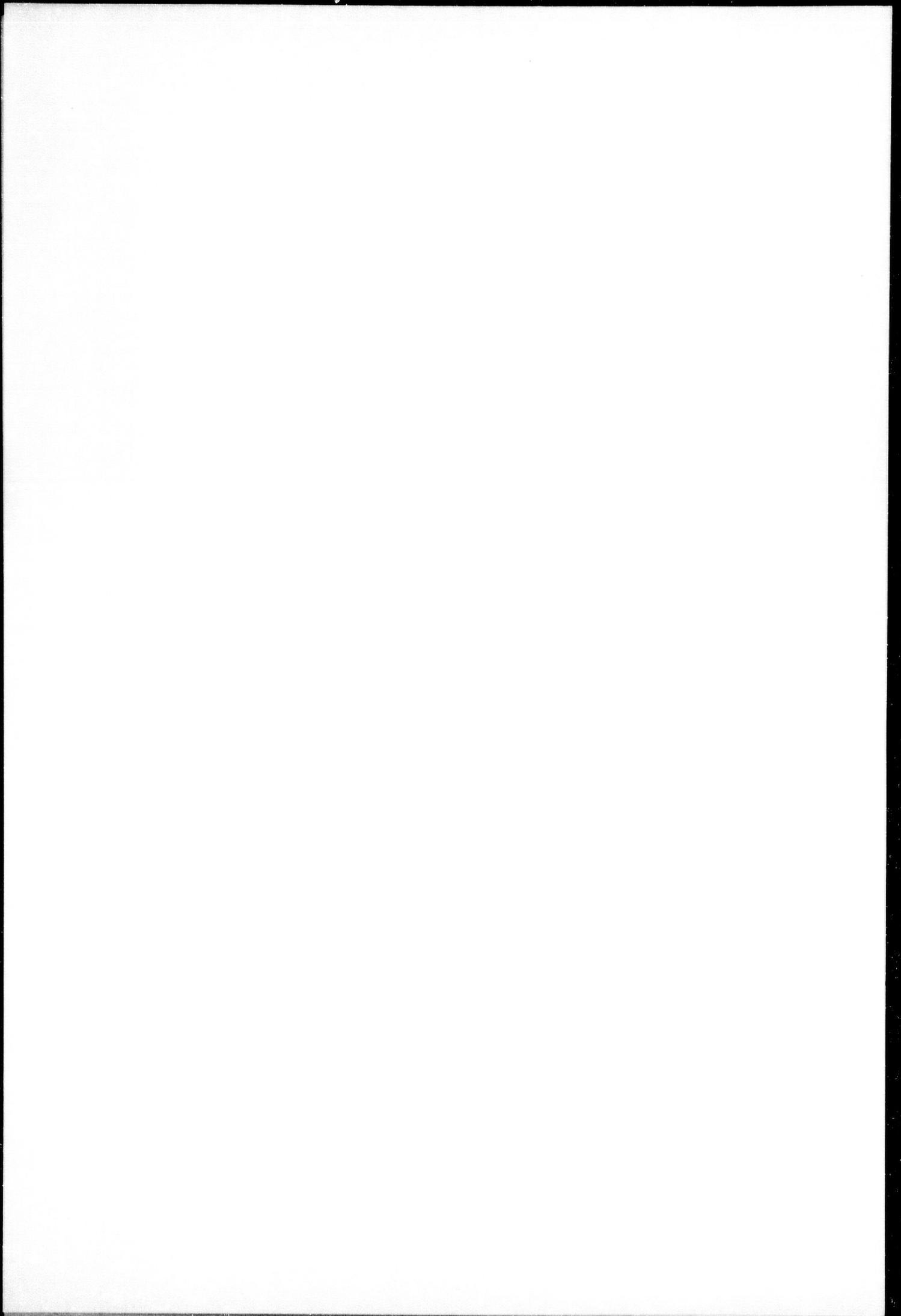
WEAVER, C. E. (1989): Clays, Muds, and Shales. *Contribution to Sedimentology*. Elsevier Amsterdam, 44, 819 pp.

YAALON, D. H. y WIDER, M., (1976). Pedogenic palygorskite in some arid brown (Calciorthid) soils of Israel. *Clay Minerals*, V, 11, 73-80.

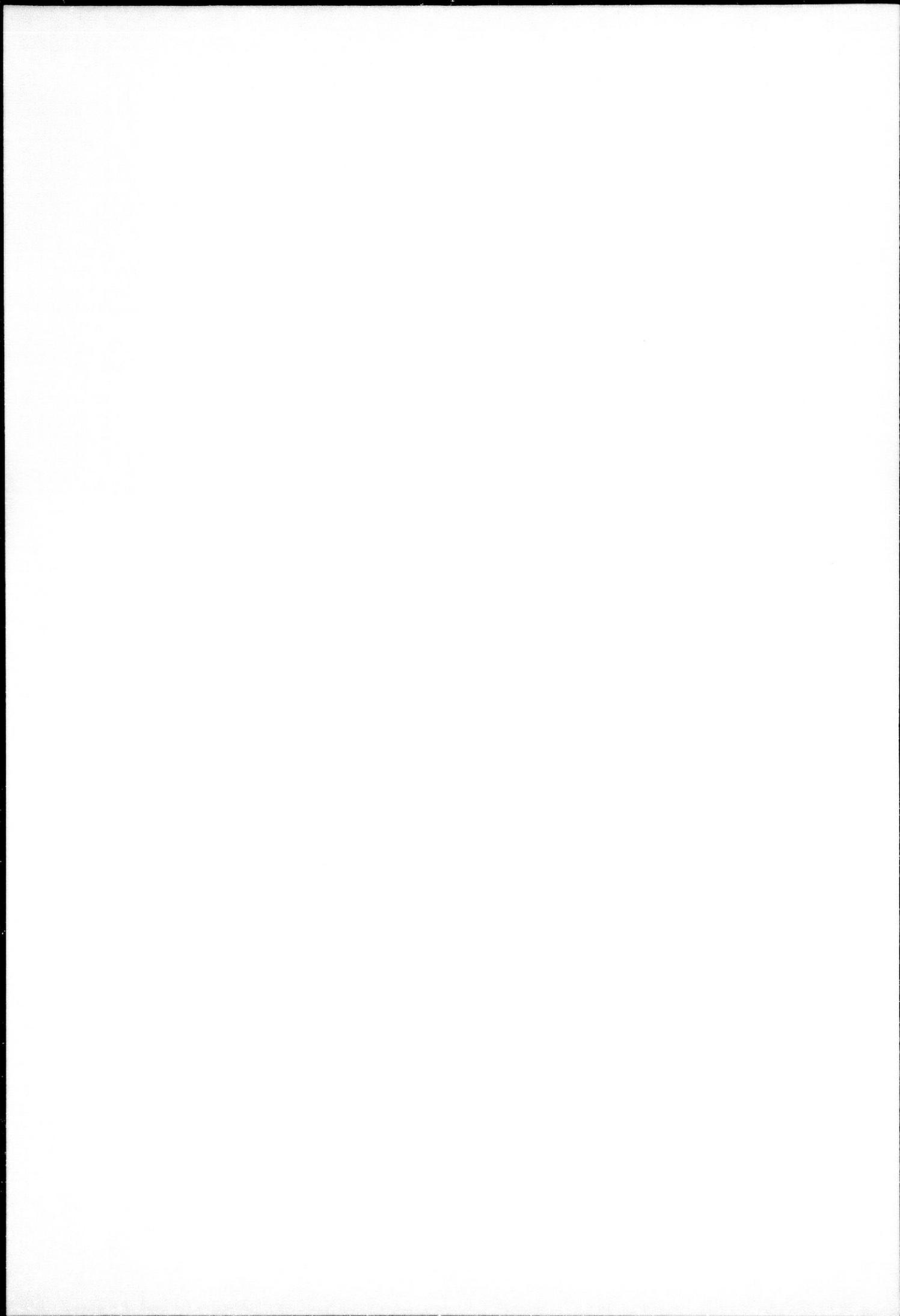
ZECK H.P., ALBAT F., HANSEN B.T., TORRES-ROLDÁN R.L., GARCÍA-CASCO A. y MARTÍN-ALGARRA A. (1989): A  $21 \pm 2$  Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, 169, 215-220.

ZECK H.P., MONIÉ P., VILLA I.M. y HANSEN B.T. 1992. Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20, 79-83.

ZUFFA, G. G. (1985): Optical analyses of Arenites: Influence of methodology on compositional results. In: G. G. Zuffa (Edit.): "Provenance of Arenites". Reidel, (Dordrecht-Boston). 165-189.



*Anexos*



Muestra	mineralogía total										mineralogía de las arcillas					
	QTZ	FIL	CTE	DOL	FEL K	PLAG	YESO	HEMT	O. ct	CLINP	ESM	I/S	CLR	I	K	PAL
G-Pa	65m	5	32	62		tr.					32	23		34	<5	8
	66m	<5	27	70							36	28		25	tr.	10
	67m	5	29	62		tr.		tr.	tr.		29	21		50		
Buitreras	22m	<5	54	41		tr.				tr.	54	14		24		8
	21m	<5	18	77		tr.			tr.		44	29		26	tr.	
	20m	<5	19	78							41	30	tr.	19	<5	6
	19m	<5	32	65					tr.		40	19		28		13
	18m	33	56	7		tr.	tr.		tr.	tr.	27	30	tr.	29	5	8
	17m	<5	22	76							47	19		27	<5	<5
	16m	17	30	47		<5	<5			tr.	30	44		25	tr.	
	15m	21	19	54		<5	tr.			tr.	29	37	tr.	30	<5	
	14m	57	28	<5		10	tr.		tr.		47	23		28	<5	
	13m	12	32	53			<5	tr.			37	37		24	<5	
	12m	16	16	64		tr.	tr.				28	25		39		8
	Gallo-Vilo	47m	10	38	51		tr.				37	5	13	38	<5	5
46m		10	40	49		tr.				49	5	15	24	<5	5	
45m		9	44	46		tr.				34	11	18	33	<5	<5	
44m		8	29	62		tr.				35	7	7	44		7	
43m		10	40	48		tr.	tr.			37	5	12	39	<5	5	
42m		10	38	51		tr.				5	<5	21	65	5		
41m		12	42	45		tr.				31	12	12	35	5	5	
40m		8	30	59		tr.	tr.	tr.		16	24	19	32	6	<5	
39m		10	40	49		tr.	tr.			18	14	12	50	6		
38m		8	25	65		tr.		tr.		28	20	8	40	<5		
37m		7	35	57		tr.				29	29	6	29	7		
36m		10	65	20	<5		tr.		tr.	23	31	7	31	8		
35m	17	45	38						40	23	<5	33	<5			
S-P. el	28m	<5	43	51	tr.	tr.			tr.	42	14	<5	28	6	7	
	29m	<5	38	58					tr.	28	24	<5	38	8		
	30m	5	43	48		tr.	tr.		<5	32	25	tr.	38	<5		
	31m	7	83	6	2			tr.	tr.	23	38	tr.	36	<5		
S. Prieta	26m	8	40	46		tr.	tr.	<5	tr.	tr.	26	19	<5	42	<5	7
	27m	6	29	63		tr.			tr.	48	11	6	23	12		
	25m	<5	28	68		tr.			tr.	22	19	10	26	19	<5	
	24m	6	45	46		tr.	tr.		tr.	37	15	6	22	15	5	
	23m	<5	16	80						39	25		26	<5	8	
	SP0	10	71	17		1			1	27	19	4	29	13	8	
Ped	64m	15	82			tr.				65	18		13		<5	
	63m	5	14	80		tr.				34	42		17	7		
Rosario	ROS3	<5	34	59		tr.	tr.		tr.	<5	40	19	<5	21	15	<5
	ROS4	<5	36	56		tr.		tr.	tr.	28	18	5	29	20		
	34m	7	48	44		tr.		tr.	tr.	62	16		20	2		
	33m	8	55	29	<5		tr.		tr.	37	23	tr.	29	8	<5	
	32m	5	35	57		tr.		tr.	<5	27	17	<5	41	6	7	
Zafarraya	55m	24	68	7		tr.				27	33	<5	21	15		
	54m	14	76	7		<5			tr.	10	56	<5	16	12	<5	
	53m	13	43	41	tr.	tr.	tr.			8	33		57	<5		
	52m	6	44	48	tr.		tr.			18	30		50	<5		
	51m	5	47	43	tr.		<5			<5	24	25	<5	33	8	7
	50m	<5	27	67		tr.			<5	26	33	tr.	31	<5	5	
	49m	5	44	46	<5				<5	19	37	<5	27	10	<5	
48m	<5	34	58	5				<5	tr.	16	41		30	<5	9	

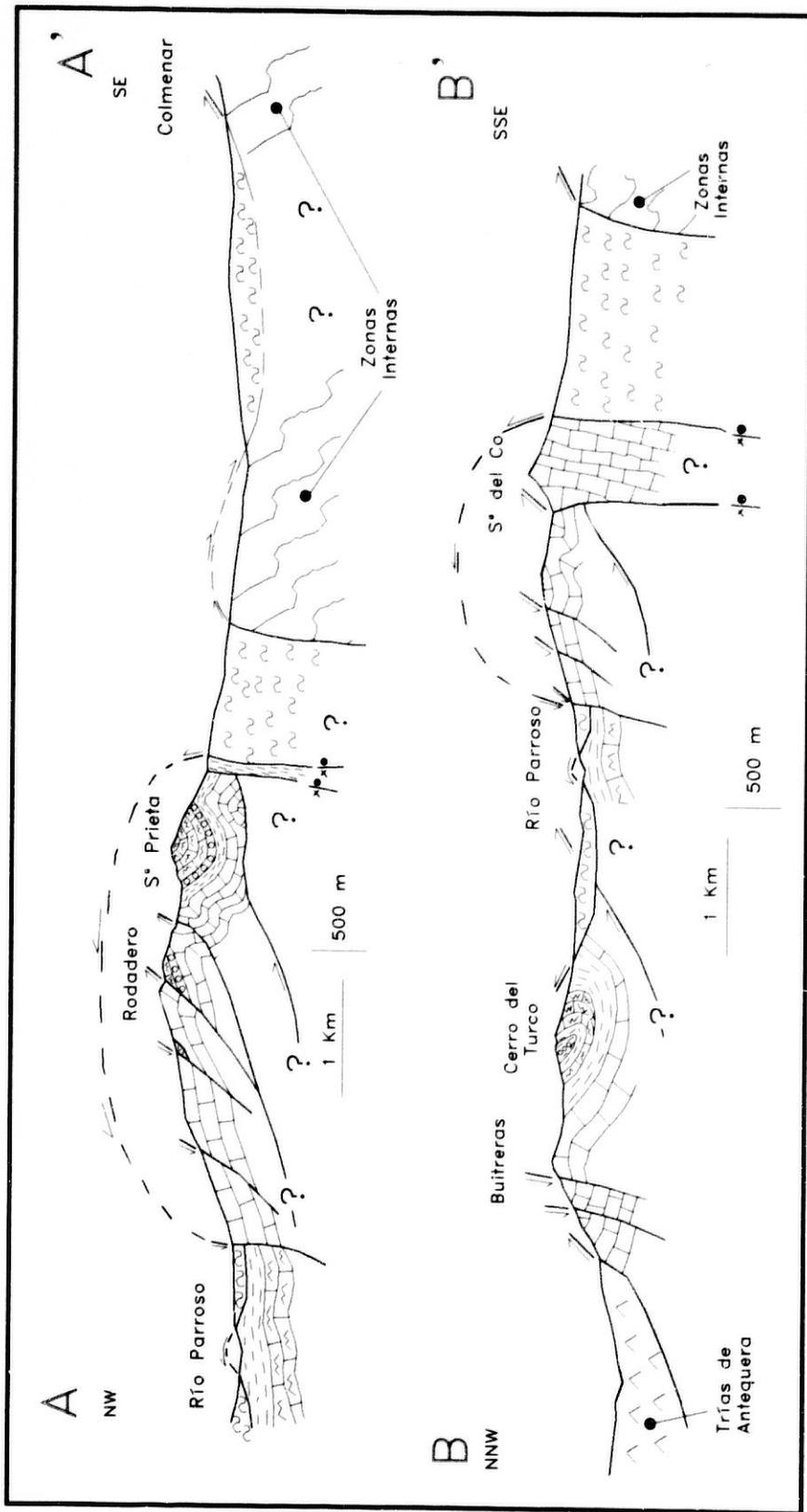
Anexo I: Porcentajes mineralógicos obtenidos para las series de Sierra Prieta, Sierra Prieta (elemento de Alfarnatejo), Buitreras, Gibaito-Parrilla, Villanueva del Rosario, Gallo-Vilo, Zafarraya y Pto. de las Pedrizas. QTZ: cuarzo, FIL: filosilicatos, CTE: calcita, DOL: dolomita, FEL K: feldespato potásico, PLAG: plagioclasa, YESO, HEMT: hematites, O. ct: ópalo ct, CLINOP: clinoptilolita, ESM: esmectitas, I/S: interestratificados illita-esmectita, CLR: clorita, I: illita, K: caolinita y PAL: paligorskita.

Muestra	mineralogía total										mineralogía de las arcillas						
	QTZ	FIL	CTE	DOL	FEL K	PLAG	CEOL	HEMT	O. ct	CLINP	ESM	I/S	CLR	I	K	PAL	
Águila	11m	7	54	34	tr	tr	tr		tr		tr	17	50		24	<5	7
	10m	8	28	61		tr	<5					29	48		20	<5	
	9m	8	29	61	tr	tr						42	28		20	<5	6
	8m	7	30	60			tr		tr	tr		37	23	tr	24	<5	11
	7m	8	36	54		tr				tr		40	35		24	tr	
	6m	10	41	48		tr						38	31		20	tr	10
	5m	5	44	47			tr			<5		46	16		32	tr	5
	4m	<5	30	67								30	24		35		11
	3m	7	17	75		tr						51	20	tr	19	<5	5
	2m	9	26	64			tr					42	33		19	tr	5
	1m	<5	21	74		<5						44	35		20	tr	
Cabritos	62m	5	31	54	6	tr	<5		tr		34	25	tr	36	<5		
	61m	6	37	30	22	tr	tr		tr		<5	22	31	<5	29	6	10
	60m	<5	7	90	<5							41	23		27	<5	7
	59m	<5	5	59	33							37	19		31		13
	58m	6	67	25		tr	tr					31	31	<5	25	5	6
	57m	<5	18	79								42	23	tr	20	6	8
	56m	<5	27	68		tr						31	26	tr	25	6	11
	70m	14	42	34	7		tr					63	8		28		
L-H.	69m	26	28	36	8	<5					35	30		30		5	
	68m	23	21	48	6	<5					43	29		28			
	TA16	18	54	20	<5	<5			tr		42	13		39	6		
Tajo Almarado	TA15	10	36	52		<5					34	31		32	<5		
	TA14	19	59	17	tr	<5				tr	37	12	<5	39	10		
	TA13	11	28	54	<5	<5					22	19	tr	38	7	12	
	TA12	6	27	66	tr						43	28		26	<5		
	TA11	5	25	67	<5	tr					39	35		23	<5		
	TA10	<5	37	56	<5			<5			44	39		14	<5		
	TA9	<5	24	71				tr			62	14		18		6	
	TA8	5	13	73	7			<5			33	25		29	<5	9	
	TA7	5	12	79	<5						24	29		37	<5	7	
	TA6	5	11	76	7			tr			47	17		36			
	TA5	<5	16	80	tr						46	18	tr	31	<5		
	TA4	<5	16	80	tr						54	11		22	7	6	
	TA3	<5	15	82							50	18		19	5	8	
TA2	<5	17	77	<5						46	23		22	9			
TA1	<5	36	59	<5						27	38	<5	16	13	<5		

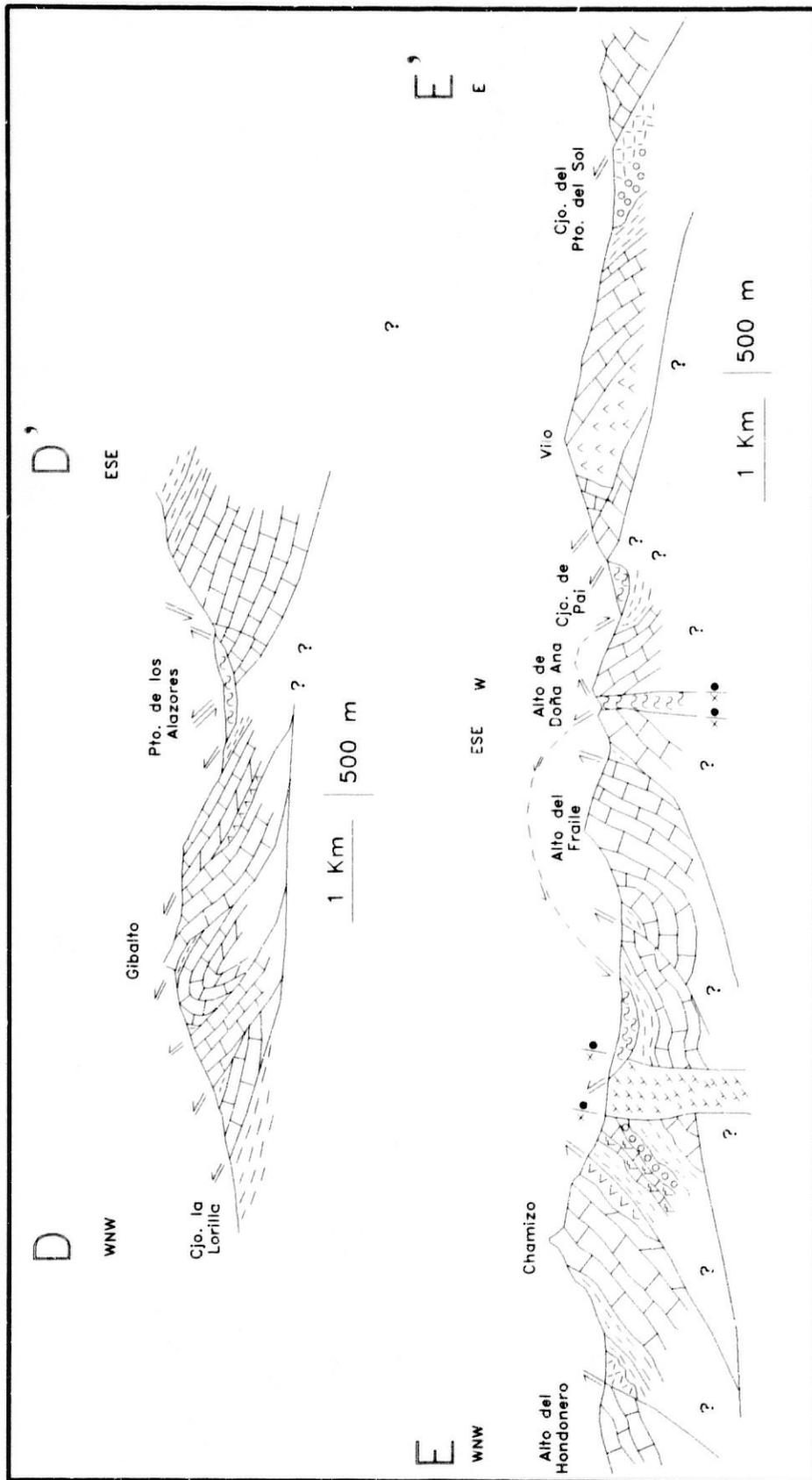
Anexo II: Porcentajes mineralógicos obtenidos para las series del Cerro del Águila, Cortijo de Cabritos, La Hoya y Tajo Almarado. QTZ: cuarzo, FIL: filosilicatos, CTE: calcita, DOL: dolomita, FEL K: feldespatos potásicos, PLAG: plagioclasa, CEOL: ceolitas, HEMT: hematites, O ct: ópalo ct, CLINOP: clinoptilolita, ESM: esmectitas, I/S: interstratificados illita-esmectita, CLR: clorita, I: illita, K: caolinita y PAL: paligorskita.

	MUESTRA	PARÁMETROS CRISTALOGRAFICOS				MUESTRA	PARÁMETROS CRISTALOGRAFICOS				
		FRACCIÓN ARCILLA					FRACCIÓN ARCILLA				
		CUARZO I(100)/I(101)	ILLITA I(002)/I(001)	S+K/I			CUARZO I(100)/I(101)	ILLITA I(002)/I(001)	S+K/I		
Buitreras	22m	0,38	0,82	2,25	La Hoya	68m	0,16	0,58	0,3		
	21m	0,2	0,76	1,73		69m	0,16	0,8	0,9		
	20m	0,13	0,27	2,31		70m	0,15	0,33	0,39		
	19m	0,28	1,34	1,42		Cabritos	62m	0,37	0,83	1,48	
	18m	0,17	0,82	1,1			61m	0,21	1,05	2,4	
	17m	0,25	0,96	1,85			60m	0,5	1,1	1,44	
	16m	0,23	0,63	1,24			59m	0,3	0,86	1,2	
	15m	0,2	1,17	1,06			58m	0,28	0,97	1,55	
	14m	0,14	0,78	1,75			57m	0,25	1	0,96	
	13m	0,14	0,77	1,62			56m	0,36	1,26	1,05	
	12m	0,16	0,9	0,71			Águila	1m	0,33	0,69	0,79
	S-p elem	28m	0,28	1,36				1,71	2m	0,26	0,96
29m		0,23	0,83	0,94	3m			0,17	0,71	2,3	
30m		0,27	0,43	0,94	4m	0,5		0,96	1,71		
31m		0,36	1,31	0,7	5m	0,25		0,75	1,71		
S. Prieta	27m	0,21	0,71	0,71	6m	0,20		1,22	1,95		
	26m	0,22	1	2,61	7m	0,16		1	1,46		
	25m	0,43	0,74	1,58	8m	0,19		1,05	0,85		
	24m	0,2	0,63	2,36	9m	0,24		0,86	2,89		
Ped	63m	0,21	1,36	5	10m	0,22		0,89	2,26		
	64m	0,19	1,09	2,41	11m	0,29		0,86	2,25		
Rosario	34m	0,14	0,74	3,2	TA1	0,44		0,32	1,25		
	33m	0,23	0,78	1,55	TA2	0,29		0,33	1,17		
	32m	0,35	0,65	0,8	TA3	0,33		0,45	1,2		
	Zafarraya	55m	0,2	0,58	2	TA4		0,29	0,46	0,76	
54m		0,14	0,82	1,37	TA5	0,3		0,51	1,79		
53m		0,2	0,86	0,17	TA6	0,25	0,25	1,85			
52m		0,2	0,71	0,4	TA7	0,22	0,35	3,43			
51m		0,24	0,57	0,97	TA8	0,22	0,24	3,46			
50m		0,25	0,76	0,96	TA9	0,22	0,4	1,22			
49m		0,26	0,84	1,07	TA10	0,25	0,3	0,72			
48m		0,38	0,70	0,66	TA11	0,25	0,46	1,28			
Gi-Pa	65m	0,25	0,77	1,03	TA12	0,2	0,28	1,63			
	66m	0,22	0,47	1,48	TA13	0,24	0,34	2,71			
	67m	0,15	0,94	0,58	TA14	0,33	0,29	2,9			
					TA15	0,17	0,27	2,55			
					TA16	0,24	0,19	2,5			

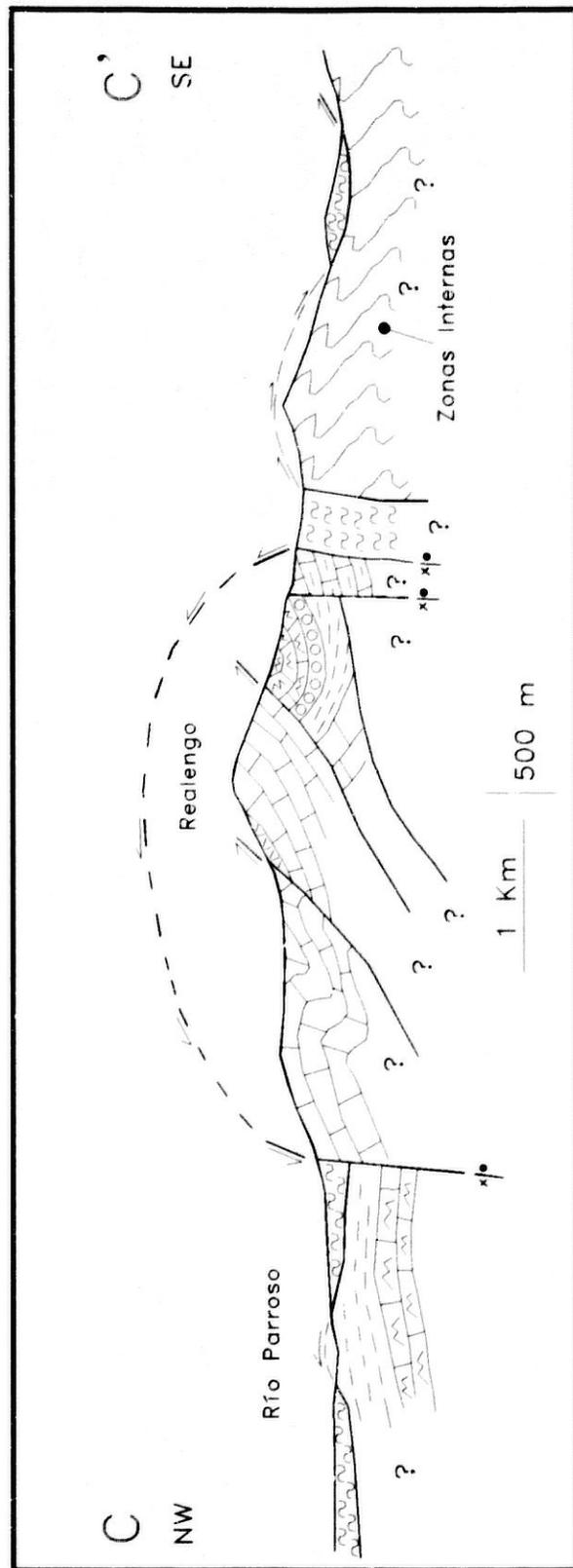
Anexo III: Parámetros cristalográficos estudiados ( I(100)/I(101) del cuarzo y I(002)/I(001) de la illita ) y valores de la relación mineralógica (esmeclita+caolinita/illita) para cada serie.



Anexo IV: Cortes geológicos regionales de la Alta Cadena: A-A' y B-B'. La situación de dichos cortes se encuentra en la Figura 59 del texto.



Anexo V: Cortes geológicos regionales de la Alta Cadena: D-D' y E-E'. La situación de dichos cortes se encuentra en la Figura 59 del texto.



Anexo VI. Corte geológico regional de la Alta Cadena: C-C'. La situación de dicho corte se encuentra en la Figura 59 del texto.