

# Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética



Tesis doctoral

*Fernando Pérez Valera*





# INDICE

## CAPITULO I. INTRODUCCIÓN

<b>Introducción</b> .....	1
<b>Organización de la memoria</b> .....	1
<i>Parte introductoria</i> .....	1
<i>Estratigrafía</i> .....	2
<i>Tectónica</i> .....	2
<b>Objetivos</b> .....	2
<b>Metodología</b> .....	3
<i>Trabajo de Gabinete</i> .....	3
<i>Trabajo de Campo</i> .....	4
<i>Trabajo de Laboratorio</i> .....	4

## CAPITULO II. EL TRIÁSICO

<b>El periodo Triásico</b> .....	7
<b>El Triásico en el marco de la Península Ibérica</b> .....	8
<b>El Triásico de la Cordillera Bética</b> .....	10
<i>Introducción</i> .....	10
<i>La Cordillera Bética</i> .....	10
<i>Zonas Externas</i> .....	11
Prebético .....	11
Subbético .....	13
<i>Zonas Internas</i> .....	13
Complejo Nevadofilábride .....	15
Complejo Alpujárride .....	15
Complejo Maláguide .....	16
<i>Antecedentes sobre el Triásico en la Cordillera Bética</i> .....	16
<i>Nomenclatura: propuesta sobre las denominaciones del Triásico.</i> .....	18
<i>Correlación con otros dominios en la Península.</i> .....	19

## CAPITULO III. EL TRIÁSICO SUDIBÉRICO EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA CORDILLERA BÉTICA

<b>Introducción.</b> .....	21
<b>Situación geográfica.</b> .....	21
<b>Contexto geológico.</b> .....	24
<b>Antecedentes.</b> .....	27

## CAPITULO IV. ESTRATIGRAFIA

<b>Introducción.</b> .....	31
----------------------------	----

## LAS FACIES BUNTSANDSTEIN

<b>Introducción.</b> . . . . .	34
<b>Facies Buntsandstein y Facies Röt.</b> . . . . .	34
<i>Facies Buntsandstein.</i> . . . . .	34
<i>Facies Röt.</i> . . . . .	35
<b>La Formación arcillas rojas y areniscas de Arroyo Molinos.</b> . . . . .	36
<i>Rasgos generales.</i> . . . . .	36
<i>Holoestratotipo.</i> . . . . .	36
<i>Sección de Arroyo Molinos.</i> . . . . .	36
<i>Hipoestratotipos.</i> . . . . .	38
<i>Sección de Huesa.</i> . . . . .	38
<i>Sección de Calasparra.</i> . . . . .	39
<i>Extensión de la Formación Molinos.</i> . . . . .	40
<i>Correlaciones.</i> . . . . .	42

## LAS FACIES MUSCHELKALK

<b>Introducción.</b> . . . . .	44
<b>Antecedentes.</b> . . . . .	44
<b>Definición de formaciones para los carbonatos del Muschelkalk.</b> . . . . .	45
<b>La Formación Siles.</b> . . . . .	47
<i>Rasgos generales.</i> . . . . .	47
<i>Holoestratotipo.</i> . . . . .	49
<i>Sección de Siles.</i> . . . . .	50
<i>Paraestratotipo.</i> . . . . .	52
<i>Sección de Cortijos Nuevos.</i> . . . . .	52
<i>Hipoestratotipos.</i> . . . . .	52
<i>Sección de Huesa.</i> . . . . .	52
<i>Sección de Bogarra.</i> . . . . .	53
<b>Afloramientos de la Formación Siles.</b> . . . . .	54
<i>Sector de Hornos-Siles.</i> . . . . .	54
<i>Sector de Riopar-Bogarra.</i> . . . . .	56
<i>Sector de Huesa-Pozo Alcón(Rio Turrillas).</i> . . . . .	58
<i>Sector del Embalse del Talave.</i> . . . . .	58
<i>Sector de Cambil (La Vegueta).</i> . . . . .	59
<b>La Formación Cehegín.</b> . . . . .	60
<i>Rasgos generales.</i> . . . . .	60
<i>Holoestratotipo.</i> . . . . .	63
<i>Sección de Canara.</i> . . . . .	63
<i>Paraestratotipos.</i> . . . . .	65
<i>Sección de Calasparra.</i> . . . . .	65
<i>Sección de Arroyo Hurtado.</i> . . . . .	67
<i>Sección de la Sierra del Oro.</i> . . . . .	67
<i>Hipoestratotipos.</i> . . . . .	69
<i>Sección de Salmerón.</i> . . . . .	70
<i>Sección de Valdepeñas de Jaén.</i> . . . . .	72
<b>Afloramientos de la Formación Cehegín.</b> . . . . .	72
<i>Sector de Cehegín.</i> . . . . .	72
Unidades tectonoestratigráficas. . . . .	74



1. Unidad de Argos. ....	74
2. Unidad de Canara. ....	74
3. Unidad de la Jabalina-Gilico. ....	75
4. Unidad de Arroyo Hurtado. ....	75
5. Unidad de Arroyo Burete. ....	75
<i>Sector de Calasparra. ....</i>	76
Afloramientos autóctonos. ....	76
Afloramientos alóctonos. ....	76
<i>Sector de Cieza-Abarán. ....</i>	77
<i>Sector de Agost. ....</i>	77
<i>Otros sectores de interés. ....</i>	77
<b>Facies e interpretación sedimentaria. ....</b>	<b>78</b>
<b><i>Facies sedimentarias. ....</i></b>	<b>79</b>
<i>Asociación de facies en el miembro inferior. ....</i>	79
<i>Asociación de facies en el miembro superior. ....</i>	83
<b><i>Depósitos de tormentas. ....</i></b>	<b>85</b>
<i>Depósitos de tormenta en el miembro inferior. ....</i>	87
<i>Depósitos de tormenta en el miembro superior. ....</i>	89
<b><i>Icnología. ....</i></b>	<b>89</b>
<i>Índice de Bioturbación. ....</i>	90
<i>Asociaciones de trazas fósiles. ....</i>	93
<i>Asociación de trazas fósiles y su relación con las facies. ....</i>	95
<b><i>Interpretación y evolución de los medios sedimentarios. ....</i></b>	<b>95</b>
<b><i>Estratigrafía secuencial. ....</i></b>	<b>97</b>
<b><i>Discontinuidades en la Formación Siles. ....</i></b>	<b>97</b>
<b><i>Discontinuidades en la Formación Cehegín. ....</i></b>	<b>98</b>
<b><i>Cortejos sedimentarios. ....</i></b>	<b>103</b>
<b>Correlaciones entre la Formación Siles y la Formación Cehegín. ....</b>	<b>103</b>
<b>Correlaciones entre el sector oriental y central de la Cordillera Bética. ....</b>	<b>105</b>

## LAS FACIES KEUPER

<b>Introducción. ....</b>	<b>109</b>
<b>El Grupo Keuper de Jaén. ....</b>	<b>110</b>
<b>Descripción de los afloramientos estudiados. ....</b>	<b>111</b>
<b><i>Sector de Pozo Alcón-Huesa. ....</i></b>	<b>111</b>
<i>Afloramiento del Río Turrillas. ....</i>	113
<i>Afloramiento de las Cabañas. ....</i>	113
<b><i>Sector de Hornos-Siles. ....</i></b>	<b>114</b>
<i>Afloramiento de Hornos. ....</i>	115
<i>Afloramiento del Puerto del Picazo. ....</i>	117
<b><i>Sector de Riopar-Bogarra. ....</i></b>	<b>117</b>
<i>Afloramientos del Arroyo de Haches. ....</i>	118
<i>Afloramiento de Potiche. ....</i>	118
<b><i>Sector de Calasparra. ....</i></b>	<b>119</b>
<b><i>Sector de Cieza-Abarán. ....</i></b>	<b>122</b>
<b><i>Sector de Cehegín. ....</i></b>	<b>123</b>
<i>Afloramiento de Baños de Gilico. ....</i>	123
<i>Afloramiento del Barranco de la Fuente del Pintor. ....</i>	125
<i>Afloramiento de la Fuente y Cabezos de Juan González. ....</i>	125

<i>Sector de Jumilla</i> .....	125
Correlaciones.....	128

## LOS CARBONATOS DEL TRIÁSICO SUPERIOR

<b>La Formación Zamoranos</b> .....	129
<b>Descripción de la Formación Zamoranos</b> .....	129
<b>Sector de Pozo Alcón-Huesa</b> .....	130
<i>Zona oeste de Huesa</i> .....	130
<i>Zona de Pozo Alcón</i> .....	132
<b>Sector de La Paca-Topares</b> .....	132
<b>Sector de Calasparra</b> .....	132
<b>Sector de Jumilla</b> .....	133
Correlaciones.....	133

## EL COMPLEJO DE YESOS DE HUESA-CEAL

<b>Introducción</b> .....	137
<b>Rasgos generales</b> .....	138
<b>Yesos brechoides rojos</b> .....	138
<b>Megabrecha con matriz arcillo-yesífera</b> .....	139
<b>Definición y límites</b> .....	139
<b>Extensión y Edad del Complejo de Yesos</b> .....	140

## CAPITULO V. BIOESTRATIGRAFÍA

<b>Introducción</b> .....	143
<b>Antecedentes</b> .....	143
<b>Grupos de fósiles</b> .....	144
<b>Ammonoideos</b> .....	145
<i>Ammonoideos en la Cordillera Bética</i> .....	145
<b>Bivalvos</b> .....	148
<b>Foraminíferos</b> .....	149
<b>Conodontos</b> .....	150
<b>Polen</b> .....	151
<i>Formación Arroyo Molinos</i> .....	152
<i>Formación Siles y Formación Cehegín</i> .....	153
<b>Cronoestratigrafía</b> .....	153
<b>Límite Anisiense-Ladiniense</b> .....	154
<b>Cronoestratigrafía del Triásico Sudibérico</b> .....	155

## CAPITULO VI. PALEOGEOGRAFÍA DEL TRIÁSICO SUDIBÉRICO

<b>Introducción</b> .....	157
<b>Paleogeografía del Triásico Sudibérico</b> .....	157
<b>Buntsandstein</b> .....	158
<b>Muschelkalk</b> .....	159
<b>Keuper</b> .....	160
<b>Carbonatos del Noriense</b> .....	160

## CAPITULO VII. TECTÓNICA DEL TRIÁSICO SUDIBÉRICO Y SU RELACIÓN CON OTRAS UNIDADES

<b>Introducción.</b> .....	163
<b>Antecedentes.</b> .....	163
<b>Areas cartografiadas</b> .....	165
<b>Sector de Calasparra.</b> .....	167
<i>Zona oeste del Embalse de Alfonso XIII.</i> .....	167
Estructura de los materiales del Triásico. ....	167
Relaciones entre el Triásico y el Cretácico. ....	170
Relaciones entre el Triásico y el Terciario. ....	170
<i>Zona del Almorchón.</i> .....	171
<i>Zona de La Herrada.</i> .....	172
<b>Sector de Cieza-Abarán.</b> .....	172
<b>Sector de Cehegín</b> .....	174
Estructura de los materiales del Triásico. ....	174
Relaciones con los materiales del Jurásico y Cretácico. ....	175
Relaciones con la Unidad Intermedia de la Sierra de la Puerta. ....	176
Interpretación tectónica del Triásico de Cehegín y áreas adyacentes. ....	176
<b>Sector de Pozo Alcón-Huesa.</b> .....	180
Zona de Pozo Alcón. ....	180
Zona de Ceal. ....	182
Zona de Huesa. ....	183
<b>Sector de Nerpio-El Sabinar.</b> .....	184
<b>Estructuración de las Unidades del Triásico.</b> .....	185
<b>Relación entre las rocas del Triásico y las del Cretácico</b> .....	186
<b>Introducción.</b> .....	186
<b>Diapirismo, resedimentación y tectónica.</b> .....	187
<b>Descripción e interpretación de los afloramientos.</b> .....	189
<b>La controversia diapirismo-“glaciar de sal” en el Cretácico de la región de Túnez y Algeria.</b> .....	190
<b>Relación entre las rocas del Triásico y del Terciario.</b> .....	191
<b>La evolución geodinámica del Paleomargen Sudibérico.</b> .....	191
<b>La Unidad Olistostrómica del Guadalquivir.</b> .....	192
<b>Descripción e interpretación de los afloramientos.</b> .....	192
<b>Tectónica y diapirismo.</b> .....	194
<b>Diapirismo de las rocas del Triásico.</b> .....	195
<b>Las zonas de falla de salto en dirección.</b> .....	196
<b>CONCLUSIONES.</b> .....	199
<b>REFERENCIAS.</b> .....	203
<b>ANEXO (Mapas Geológicos)</b> .....	221

## CAPITULO I INTRODUCCIÓN

### Introducción

El Triásico de facies epicontinentales aflora a lo largo de todas las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Desde antiguo, su asimilación a la facies germánica ha sido tradicionalmente admitida, bajo el nombre del “*Trias germano-andaluz*” (Blumental, 1927), y los distintos geólogos que han estudiado las Zonas Externas de la Cordillera Bética han intentado reconocer los tres términos del Triásico Germánico (Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper). En numerosos trabajos se ha hablado de la importancia de los materiales del Triásico en la estructuración de las Zonas Externas de la Cordillera Bética: del papel de nivel de despegue que han desempeñado los materiales arcilloso-evaporíticos de facies Keuper, y de la posible influencia de los procesos diapíricos de las sales del Triásico. Sin embargo, han sido muy pocos los trabajos que se han dedicado íntegramente al estudio de la Estratigrafía del Triásico, y menos aún los trabajos dedicados a la deformación que se observa en las rocas del Triásico.

En este trabajo, esencialmente de carácter estratigráfico, se ha tenido que dedicar una gran parte del estudio a la tectónica de las rocas del Triásico, debido a la fuerte deformación que han sufrido estos materiales. Resultaba muy difícil establecer una estratigrafía de detalle, si previamente no se tenía un relativo control de la geología estructural de estas rocas. Al mismo tiempo, el estudio estratigráfico ha permitido entender mejor la tectónica. De esta manera se ha ido haciendo un estudio de la estratigrafía de las rocas del Triásico en un marco tectónico que se iba perfilando de acuerdo con la estratigrafía. Al final, la estratigrafía ha sido importante en las interpretaciones tectónicas, y viceversa, consiguiéndose una coherencia entre los aspectos estratigráficos y tectónicos.

El estudio de los materiales del Triásico en el sector oriental de la Cordillera Bética ha facilitado el conocimiento de muchos de los problemas que se habían observado en otros sectores de la Cordillera. En este sentido, los numerosos afloramientos de rocas del Triásico de la provincia de Murcia han servido para el estudio detallado de la estratigrafía y de los procesos tectónicos de estas rocas. Estos afloramientos resultan especialmente interesantes por las buenas condiciones de afloramiento y, fundamentalmente por su carácter para-autóctono respecto a los materiales del Triásico de los sectores central y occidental de la Cordillera Bética, en general más deformados.

### Organización de la memoria

La presente memoria de Tesis Doctoral, está estructurada en tres bloques. El primero corresponde a una *Introducción sobre el Triásico*, y los dos siguientes tratan los aspectos centrales de la investigación de la Tesis: Estratigrafía y Tectónica del Triásico Sudibérico.

### *Parte introductoria*

En el primer bloque, introductoria, se incluyen los objetivos y metodología del presente trabajo y se hace un análisis del periodo Triásico, prestando especial atención al Triásico de la Cordillera Bética. En el capítulo final de este bloque se pone en antecedentes el Triásico del sector oriental de la Cordillera Bética y se delimita la zona de estudio.

### ***Estratigrafía***

En el bloque de Estratigrafía se estudian por separado las unidades del Triásico en función de sus facies germánicas (Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper). En cada una de estas facies se ha realizado una caracterización estratigráfica enumerando los distintos sectores donde afloran los materiales y con las columnas estratigráficas más interesantes. Al final de cada uno de los epígrafes dedicados a las facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper se establecen sus posibles correlaciones entre los distintos afloramientos. El capítulo de Muschelkalk ha sido el más desarrollado, debido a que estos materiales son los que mejores resultados litológicos y bioestratigráficos ofrecen para el estudio paleogeográfico, y los que más diferencias presentan. Para los materiales del Muschelkalk se ha establecido una nueva estratigrafía con la definición de dos formaciones que se tratan por separado. Además de una caracterización estratigráfica, se han realizado estudios preliminares de tipo sedimentológico y de análisis secuencial, prestando especial atención a los depósitos de tormentas y a la icnología.

Completan el bloque de Estratigrafía, el estudio estratigráfico de los carbonatos del Noriense (Formación Zamoranos) y la definición del Complejo de Yesos de Huesa, además de un capítulo de Bioestratigrafía, en el cual se realiza un análisis crítico de los distintos grupos fósiles, y se establecen edades para cada una de las unidades litoestratigráficas definidas. Finalmente se concluye con un capítulo de Paleogeografía, donde se integran todos los datos en un modelo paleogeográfico para el Triásico del sector Oriental de la Cordillera Bética.

### ***Tectónica***

En el bloque de Tectónica se estudian los diversos afloramientos que han sido de mayor interés para la obtención de datos sobre los procesos tectónicos que han actuado. De esta manera, se realiza una descripción de los sectores, acompañada de mapas y cortes geológicos. Posteriormente a las descripción de los distintos sectores, se estudian las relaciones tectónicas 1) de las unidades del Triásico entre sí, 2) de las relaciones con los materiales del Cretácico y 3) de las relaciones con los materiales del Terciario. Finalmente se obtienen unas conclusiones del estudio tectónico, que reflejan la actuación de diversos procesos a lo largo de la estructuración de las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

### **Objetivos**

Los objetivos de la presente Tesis Doctoral se pueden resumir en los apartados siguientes:

1.- Establecer la **Estratigrafía** de los materiales del Triásico del sector oriental de la Cordillera Bética, y su correlación con la estratigrafía definida para las rocas del Triásico en otros sectores de la Cordillera Bética, y marcar pautas de rango regional para la estratigrafía del Triásico Sudibérico.

2.- **Estudios Bioestratigráficos** precisos, que permitan conocer la edad de cada una de las unidades litoestratigráficas distinguidas, que hagan posible las correlaciones entre ellas. En este sentido, se pretende elaborar una serie de criterios bioestratigráficos a partir del estudio de los diversos grupos fósiles.

3.- Estudio de la **Tectónica** de los materiales del Triásico, y de sus relaciones con los materiales post-triásicos, prestando especial atención a los fenómenos diapíricos, olistostrómicos y tectónicos.

4.- **Interpretación Paleogeográfica** para la cuenca del Triásico del sur de España, a partir de las correlaciones de las diversas unidades definidas.

## **Metodología**

Para poder cubrir los objetivos planteados anteriormente, se han empleado diferentes métodos, que básicamente son: trabajo de gabinete, trabajo de campo y trabajo de laboratorio.

### ***Trabajo de Gabinete***

La investigación se inició con la consulta bibliográfica de trabajos, tanto publicados como inéditos, sobre la zona de estudio y sobre el Triásico en general. Al mismo tiempo se estudiaron los mapas geológicos publicados por el IGME a escalas 1:200.000 y 1:50.000 que hacen referencia al sector de estudio y zonas adyacentes, para tener una visión de conjunto inicial de los afloramientos de rocas del Triásico, y de los materiales con los que se relacionan.

A partir de la delimitación del área de trabajo, se han realizado estudio fotogeológicos de los sectores más interesantes. Para esto se ha contado con fotografías aéreas de escala 1:18.000 del vuelo del año 1990 de la Dirección General de Política Alimentaria (sector de Calasparra), y fotografías aéreas de escala 1:40.000 pertenecientes al Vuelo General de España (CECAF) en el año 1995 (sector de Cehegín). En el estudio del sector de Pozo Alcón-Huesa, por el contrario se han empleado ortofotografías en color digitales, publicadas por la Junta de Andalucía (2003). Estas fotografías y ortofotografías también han servido de base, para la realización de todo el trabajo de campo y para la posterior elaboración de los mapas geológicos.

También se han estudiado con el microscopio petrográfico numerosas muestras de carbonatos, para el estudio de sus microfacies, y se han analizado en la lupa binocular distintos levigados de margas y arcillas para la identificación y estudio de microfósiles.

Para la representación de las medidas de diaclasas de tensión y de otros parámetros estructurales (estrías y planos de falla, lineaciones de estiramiento, etc.) se ha utilizado el programa StereoWin 1.2. Por último, con la ayuda de distintos métodos y



programas informáticos, se han elaborado secciones estratigráficas, mapas y cortes geológicos, a partir de las observaciones y datos de campo y de la cartografía, y finalmente, la confección de la presente memoria.

### ***Trabajo de campo***

El trabajo de campo ha constituido el núcleo principal de la investigación, pudiéndose dividir en varias fases, según los objetivos y problemas planteados:

1.- En primer lugar, se procedió al reconocimiento y familiarización con los materiales del Triásico, tanto en la zona de estudio, como en otras zonas del sector central de la Cordillera Bética, fuera del sector de estudio, donde se pudo ver relativamente bien las características litológicas y estratigráficas del Triásico.

2.- Exploración de los afloramientos que previamente se habían seleccionado con ayuda de mapas topográficos 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército, mapas topográficos 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional, mapas geológicos de la serie MAGNA, publicados por el IGME, fotografías aéreas verticales y ortofotografías de satélite.

3.- Elaboración de distintos mapas geológicos de las zonas situadas al sur de Huesa (escala 1:10.000), al sureste de Calasparra (escala 1:25.000), y al norte y noreste de Cehegín (escala 1:40.000), con ayuda de fotografías aéreas, mapas topográficos y ortofotografías de satélite.

4.- Levantamiento de sucesiones estratigráficas de cada unidad diferenciada, y medida de las estructuras de deformación más interesantes, para la elaboración de cortes geológicos generales y de detalle.

5.- Estudio sedimentológico de las distintas secciones estratigráficas.

6.- Muestreo de los carbonatos, arcillas y margas para su datación, y estudio de microfacies, tanto de los materiales del Triásico como de los materiales del Cretácico y Terciario.

7.- Realización de diapositivas y fotografías.

### ***Trabajo de laboratorio***

Se han muestreado más de 200 rocas para la obtención de láminas delgadas, fundamentalmente de carbonatos, aunque también se han realizado láminas delgadas de areniscas y de microconglomerados.

El estudio de los carbonatos ha comprendido por una parte de un estudio petrográfico, y por otra parte un estudio paleontológico, fundamentalmente para el estudio de foraminíferos bentónicos. Para los estudios de petrografía se han utilizado los microscopios petrográficos del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, mientras que los estudios petrográficos relacionados con aspectos diagenéticos y estudio de discontinuidades estratigráficas se han realizado en el laboratorio de catodoluminiscencia del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, en colaboración con la Dra. Maribel Benito. En los estudios paleontológicos sobre lámina delgada ha tenido especial interés el estudio de los foraminíferos bentónicos, labor desarrollada en colaboración con el Dr. Leopoldo Márquez Sanz, de la Universidad de Valencia

Una parte fundamental de trabajo en el laboratorio ha sido el tratamiento químico de numerosas muestras de carbonatos, recogidas en distintas secciones estratigráficas, para la separación y estudio de conodontos.

Para el tratamiento de los carbonatos se ha seguido la metodología clásica que propusieron Graves y Ellison (1941), con algunas modificaciones introducidas por Rodríguez Cañero (1993), y con algunos comentarios por parte de Plasencia Camps (Universidad de Valencia, comm. pers.).

Las rocas, siguiendo la metodología empleada por Rodríguez-Cañero (op. cit.) se han disuelto utilizando ácido acético diluido al 10 %, y el proceso se puede dividir en los siguientes pasos:

1.- Recogida de la muestra. Se han obtenido en el campo, en las secciones estratigráficas de mayor interés desde el punto de vista bioestratigráfico. Se ha muestreado una media de 1250 gr. de roca por término medio, puesto que se ha considerado que esta cantidad puede ser representativa para un muestreo inicial en lugares donde no se tienen referencias previas de la existencia de conodontos.

2.- Trituración de la muestra. La trituración de la muestra se ha realizado directamente en el campo o en el laboratorio, con el empleo del martillo, resultando trozos de roca de unos pocos centímetros. No se han empleado métodos mecánicos como los molinos de roca porque producen fragmentación de los elementos conodontales.

3.- Disolución de la muestra. Se ha utilizado exclusivamente ácido acético, el cual se ha diluido al 10 % con agua. Las muestras de roca se han colocado suspendidas en una red de plástico, para favorecer la disolución por toda la superficie de la roca. Este procedimiento se ha realizado para las primeras muestras. Para las muestras posteriores, siguiendo las observaciones de Jeppson et al. (1985), se ha utilizado una concentración menor de ácido acético (7 %), y se ha añadido un 30 % de acetato (recogido y filtrado de la reacción del carbonato de las muestras anteriores con la solución de ácido acético). Añadir acetato a la disolución favorece la preservación de los conodontos, y evita su corrosión por la exposición prolongada a la solución primaria de ácido acético y agua. La solución de acético y acetato se ha renovado por períodos de 7 a 10 días, dependiendo de la cantidad de muestra, hasta que la cantidad era inferior a 150-200 gr, que se ha considerado como residuo.

4.- Tamizado. El residuo insoluble de la muestra que quedaba en el fondo del recipiente se ha pasado por dos tamices, con luces de malla de 1 mm. y 0.064 mm, respectivamente. El empleo del tamiz superior ha resultado útil para separar los fragmentos más grandes de esa dimensión, mientras que el tamiz inferior ha retenido la gran mayoría de fragmentos conodontales, si tenemos en cuenta que Hirsch (1969) estima en 0.2 mm el tamaño mínimo de los conodontos.

5.- Separación y estudio. No se han empleado métodos de separación, debido a la dificultad de su utilización, puesto que algunos utilizan líquidos pesados muy caros y tremendamente tóxicos. Tampoco se han podido aplicar métodos de separación electromagnética, por carecer el laboratorio de separador magnético. Por tanto, la separación y su posterior estudio se han realizado directamente sobre la lupa binocular, utilizando una bandeja cuadrículada de fondo blanco. El estudio sistemático se ha realizado en colaboración con D. Pablo Plasencia, de la Universidad de Valencia.

6.- Fotografía. Los ejemplares más interesantes y significativos se han fotografiado utilizando un microscopio electrónico de barrido (SEM) de la Universidad de Valencia.

Como metodología complementaria, se ha realizado de cada muestra de carbonato sometida a disolución, una lámina delgada para estudiar posibles correlaciones entre las microfacies y la existencia de conodontos, de cara a futuros muestreos.

Por último, se han levigado numerosas muestras de materiales margosos y arcillosos, con el objeto de obtener microfósiles que pudieran datar las rocas con precisión. Para ello se han utilizado tamices de 0.5 mm y 0.125 mm de luces de malla, dentro de los cuales ha quedado el residuo que se ha estudiado.

## CAPITULO II EL TRIÁSICO

### El periodo Triásico

El Triásico es el primero de los sistemas que conforman la era Mesozoica, y tiene una duración aproximada de 45 m. a. (Gradstein *et al.*, 1995).

Durante el Triásico se generaliza la fragmentación del supercontinente Pangea, que había quedado unido por las orogenias paleozoicas (hercínica, caledónica). Después de la formación de estas cadenas de montañas, se genera una etapa extensional post-orogénica que se inicia en el Carbonífero superior y continúa durante todo el Pérmico, desarrollada a favor de fallas de salto en dirección que limitan pequeñas cuencas continentales rodeadas de altos paleozoicos. En el Pérmico superior y Triásico inferior, la extensión continúa, y se generan *grabens* que albergan gran cantidad de materiales detríticos. En el Triásico medio, la expansión del Neotethys hacia el oeste inunda las zonas continentales y en algunos casos cubre los relieves paleozoicos, desarrollándose varios ciclos transgresivo-regresivos hasta el final del Triásico.

La gran heterogeneidad de materiales que se encuentra en el Triásico, y la superposición de materiales continentales y marinos, ha generado numerosas unidades litológicas, que a la vez han sido objeto de diversas denominaciones. Clásicamente, para Europa occidental, se han diferenciado tres tipos de dominios: Dominio Continental, Dominio Germánico y Dominio Alpino. Estos dominios se establecen en función de las facies que presentan. El Dominio Continental está formado por facies fluviales o aluviales, el Dominio Germánico por facies costeras o de transición marino-continental, y el Dominio Alpino por facies marinas más abiertas, en conexión con el Tethys.

Dentro del Dominio Germánico es donde se diferencian los tres litotipos clásicos que describió por primera vez von Alberti (1834) para designar tres formaciones con características litológicas distintas y depositadas en continuidad estratigráfica vertical: Buntsandstein (areniscas rojas), Muschelkalk (calizas conchíferas) y Keuper (arcillas abigarradas y yesos).

Esta división del Triásico Germánico se extendió por las distintas regiones de Europa donde se podía reconocer esta trilogía, y durante mucho tiempo se ha descrito en la estratigrafía de las zonas donde aparecen estos materiales del Triásico. Sin embargo, esta división ha generado numerosos problemas de tipo cronoestratigráfico, porque actualmente la denominación germánica no corresponde realmente a unidades cronoestratigráficas, sino que son unidades litoestratigráficas en el sentido de litofacies (Virgili *et al.*, 1977), debido a que sus límites son heterocrónicos y corresponden a cambios de facies. De esta manera, cuando se intentan correlacionar los materiales depositados en el Dominio Germánico y los depositados en el Dominio Alpino surgen problemas, debidos a la heterocronía de las facies Germánicas.

Además, mientras que para el Dominio Alpino la escala cronoestratigráfica es muy precisa desde el punto de vista bioestratigráfico, porque se realiza con organismos pelágicos (ammonoideos, conodontos, etc.) que tienen una mayor resolución temporal, en las facies Germánicas, los organismos presentes son propios de facies continentales-lagunares, o marinas someras, y no tienen la suficiente resolución temporal como para establecer escalas bioestratigráficas.

Por tanto, en el presente estudio se utilizará la escala cronoestratigráfica que se define para el Dominio Alpino, que es la aceptada por la Subcomisión de Estratigrafía

del Triásico sin que esto pueda llevar a confusiones con la denominación germánica, que únicamente se utilizará para referirse a los distintos tipos de facies.

### **El Triásico en el marco de la Península Ibérica**

Los sedimentos del Triásico constituyen los primeros depósitos del ciclo alpino en muchas regiones de la Península Ibérica. Tras la orogenia varisca y los primeros episodios extensionales del Pérmico, el macizo Ibérico junto con el desaparecido bloque del Ebro, son los únicos relieves emergidos, y constituyen el límite y el área fuente de los depósitos triásicos, que se acumulan en sus bordes.

En la Península Ibérica la mayor parte de las rocas del Triásico pertenecen a la facies Germánica, reconociéndose las facies Buntsandstein, Muchelkalk y Keuper. El Dominio Alpino solamente está representado por algunos de los materiales pertenecientes a las Zonas Internas de la Cordillera Bética, en el sur de España.

Las facies Buntsandstein y Keuper presentan facies y litologías bastante constantes en toda la península. No obstante, su estratigrafía es muy variada. Los carbonatos del Muschelkalk, por el contrario, sí siguen una estratigrafía concreta, o al menos, sí que se pueden observar unas unidades litoestratigráficas que caracterizan cada sector. Respecto a los carbonatos del Triásico Superior (Noriense), se puede reconocer su presencia en casi todos los sectores de la península, aunque sus litofacies sean variables y reciban distintas denominaciones (Fm. Imón, Fm. Isábena o Fm. Zamoranos).

Se han realizado varios intentos de subdividir las rocas del Triásico en distintos dominios paleogeográficos, teniendo en cuenta además las similitudes estratigráficas (Virgili et al. 1977, Sopena et al., 1983, Virgili et al., 1983 y López-Gómez et al., 1998). De esta manera son varios los litotipos establecidos para el Triásico, y ocupan diferentes posiciones geográficas (fig. 1).

La división más reciente es la de López-Gómez et al. (2000). En ésta, y utilizando los materiales carbonatados como principal criterio de subdivisión, mantienen algunos de los dominios anteriormente descritos (Triásico Hespérico, Ibérico y Mediterráneo) y definen como nuevo el dominio Triásico Levantino-Balear. Los dominios Bético y Pirenaico desaparecen, entendiendo que los afloramientos de estos dominios se pueden incluir en los ya definidos:

- **Triásico Hespérico** (Sopena et al., 1983): Está caracterizado por la ausencia de materiales carbonatados. Se encuentra rodeando todo el macizo Ibérico, desde el Algarve hasta Asturias, y está formado exclusivamente por materiales continentales, principalmente arcillas y areniscas rojas.
- **Triásico Ibérico** (Virgili et al., 1977): Está caracterizado por la presencia de un paquete carbonatado de facies Muschelkalk, de edad Ladiniense (Triásico Medio), intercalado entre sedimentos detríticos, y sobre las facies Buntsandstein. En este dominio se incluyen los afloramientos del noroeste de la Cordillera Ibérica, la zona Prebética (Jaén y Albacete), una buena parte de los Pirineos y los afloramientos del oeste del Ebro.

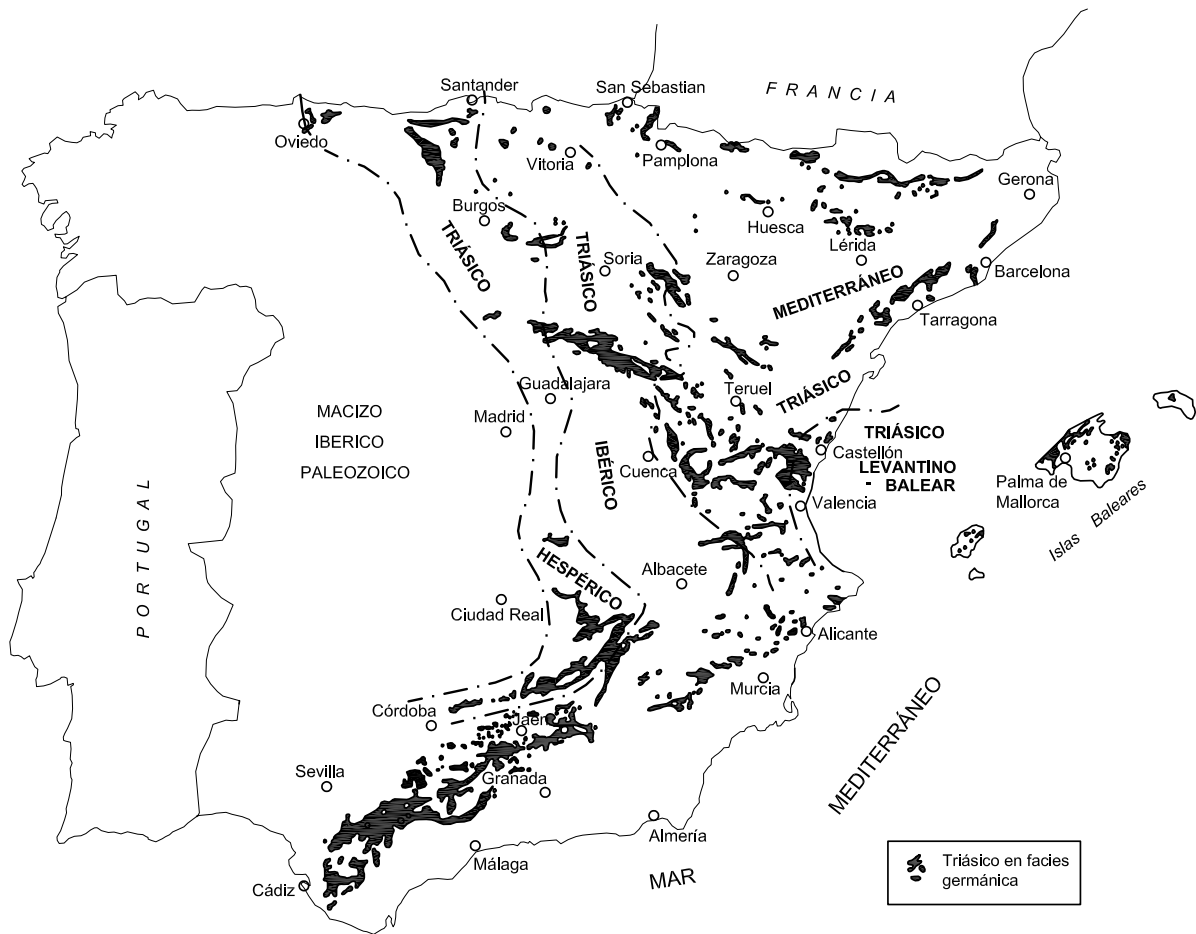


Fig. 1. Distribución de los afloramientos de materiales del Triásico de facies germánica en España (modificado de López-Gómez et al., 2000).

- **Triásico Mediterráneo** (Virgili et al., 1977): Está caracterizado por la existencia de dos paquetes carbonatados de facies Muschelkalk, de edades Anisiense y Ladiniense respectivamente, separados por una intercalación constituida por facies costeras (arcillas rojas, areniscas y yesos). Incluye los afloramientos de la Cordillera Costero Catalana, la parte central de la Cordillera Ibérica, este del Ebro y la región de Masarac, en el Pirineo.
- **Triásico Levantino-Balear** (López-Gómez et al., 2000): Caracterizado por la presencia de una sola barra carbonatada, muy potente, de edad Anisiense medio-Ladiniense superior, debido a la desaparición de la intercalación detrítica del Triásico Mediterráneo. Se incluyen en este dominio los afloramientos situados en las regiones de Castellón, Valencia, Alicante y Baleares.

Estas divisiones de los afloramientos del Triásico de la península ibérica según los dominios paleogeográficos no son abordadas en la Cordillera Bética, probablemente debido a la dificultad que existe en el reconocimiento de la estratigrafía de las rocas del Triásico de la Cordillera Bética. No obstante, Virgili et al. (1977) describieron el “*Trias Bético*” para referirse a las rocas del Triásico que afloran en el ámbito de la Cordillera Bética. Estas cuestiones de nomenclatura serán discutidas en el apartado final de este capítulo.



## El Triásico de la Cordillera Bética

### *Introducción*

En la Cordillera Bética se encuentran representados los tres tipos de Triásico que han sido reconocidos en Europa: continental, germánico y alpino. El dominio continental (*red beds*), esta representado por los materiales del Triásico que afloran en las cercanías de la meseta, y está constituido por arcillas y areniscas rojas, con una menor representación de conglomerados, carbonatos y evaporitas. En las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Prebético y Subbético) aflora extensamente el Triásico de tipo germánico, como materiales que están involucrados en la estructuración de la cadena y están asociados a unidades tectónicas junto con materiales del Jurásico, Cretácico y Terciario. En el Triásico germánico se reconocen facies detrítico-evaporíticas, que corresponden al Buntsandstein y al Keuper, y facies carbonatadas epicontinentales que representan el Muschelkalk. Por último, dentro de los materiales del Triásico pertenecientes a las Zonas Internas de la Cordillera Bética se pueden encontrar distintas litofacies. En el complejo Nevado-filábride el Triásico está constituido por materiales pelíticos y carbonatados, metamorfizados y no permiten atribuirlos a ningún tipo. En el complejo Alpujárride afloran materiales carbonatados que pertenecen a las facies alpinas, y en el Complejo Maláguide los materiales del Triásico corresponden a arcillas y areniscas rojas con niveles de conglomerados, que podrían encuadrarse dentro del tipo continental (facies verrucano).

Desde el punto de vista paleogeográfico, en la Cordillera Bética existen materiales triásicos de distintas facies que corresponderían a los distintos dominios paleogeográficos: las facies continentales representadas por los materiales de la Cobertera Tabular (Triásico Hespérico) y por las facies pericontinentales más meridionales (facies verrucano del Complejo Maláguide), las facies epicontinentales depositadas en el paleomargen sudibérico (facies germánica) y las facies depositadas en el ámbito de la Microplaca Mesomediterránea (facies alpina). De esta manera los materiales del Triásico que afloran en las Zonas Externas de la Cordillera Bética constituyen los materiales más antiguos que se depositan en el paleomargen sudibérico, y justifican la denominación de Triásico Sudibérico (Pérez López, 1991) para referirse al Triásico de facies germánica que aflora en las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

### *La Cordillera Bética*

La Cordillera Bética constituye la parte más occidental del denominado Orógeno Alpino Perimediterráneo, y se extiende por todo el sur y sureste de España durante unos 600 km de longitud en dirección este-oeste y aproximadamente 200 km de norte a sur.

Geográficamente, abarca desde la ciudad de Cádiz hasta la ciudad de Cullera, en Valencia. Hacia el norte, la Cordillera Bética limita en la parte noroccidental con la Cuenca del Guadalquivir, que constituye la cuenca de antepaís de la cadena, mientras que en la parte nororiental entra en contacto con la Cordillera Ibérica, en las provincias de Albacete, Alicante y Valencia. Por el sur, limita con el mar de Alborán, y por el este se prolonga por debajo del Mar Mediterráneo hasta la isla de Mallorca, donde nuevamente aflora.

Desde el punto de vista geológico, la Cordillera Bética se prolonga hacia el sur por el Mar de Alborán hasta el Rif, en el Norte de África (fig 2, A), y está constituida por

dos dominios geológicos principales que se distinguen por presentar distintas características litológicas, estratigráficas y estructurales: las Zonas Externas y las Zonas Internas. Esta división es análoga a la usada para las demás Cadenas Alpinas Mediterráneas. Además de estos dos dominios, completan la división de la Cordillera Bética los materiales del Campo de Gibraltar, que junto con las Unidades Frontales de las Zonas Internas están situados entre las Zonas Externas y las Zonas Internas, y las cuencas neógenas (fig. 2, B).

### *Zonas Externas*

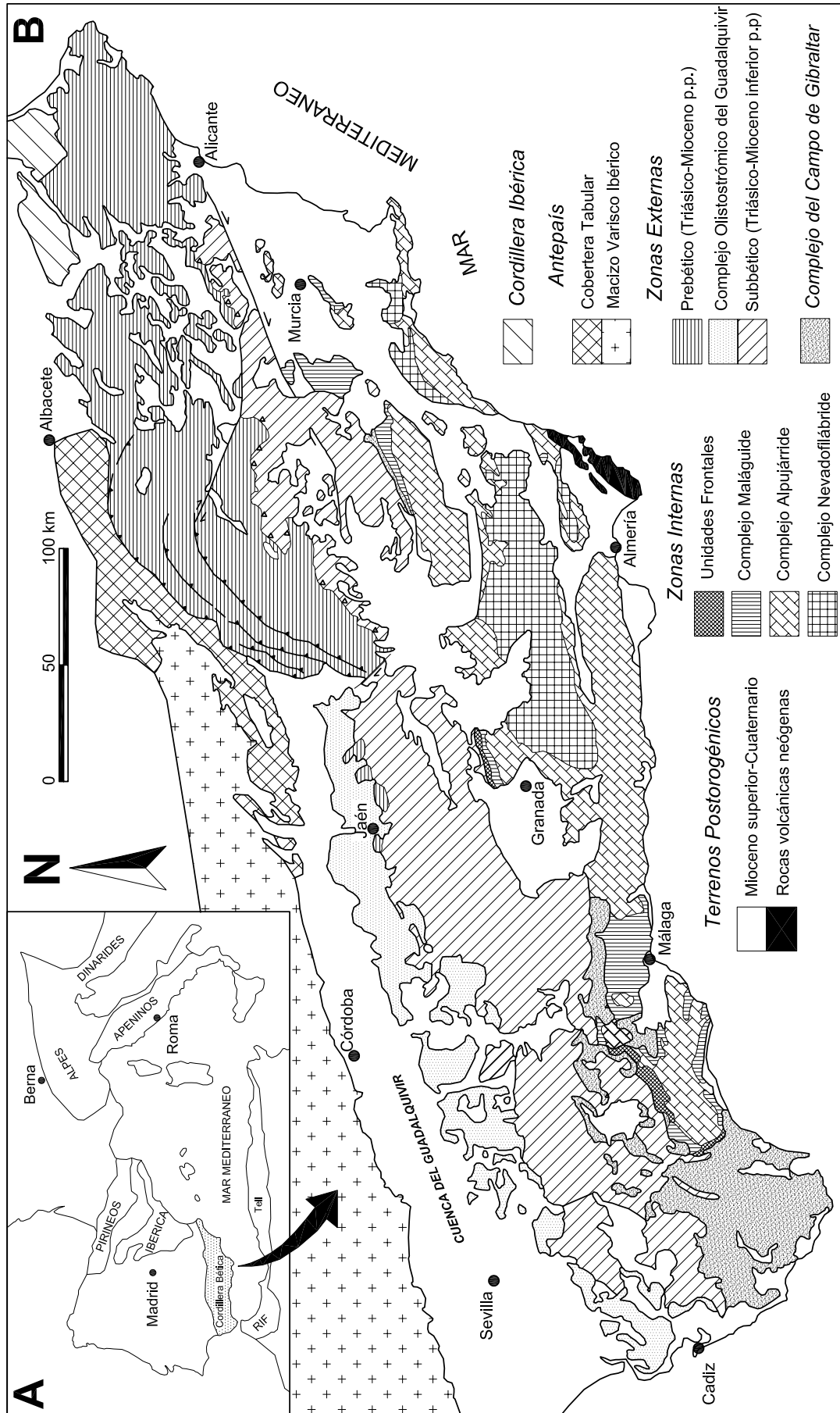
Está constituida por los materiales que se depositaron durante el Mesozoico y gran parte del Cenozoico en el margen sur y sureste del Macizo Ibérico, denominado Margen Sudibérico (margen continental del sur de Iberia) (fig. 3). Comprende materiales desde el Triásico hasta el Mioceno inferior (García Hernández et al., 1980; Sanz de Galdeano, 1997; Vera, 2001; entre otros). Fundamentalmente son materiales sedimentarios con ausencia de metamorfismo, que presentan facies generalmente marinas, desde pelágicas hasta costeras. Estos materiales se han dividido en dos grandes dominios: Dominio Subbético, para los materiales más alejados del Macizo Ibérico, y Dominio Prebético, constituido por los depósitos más cercanos al Macizo Ibérico (fig. 3).

### Prebético

Corresponde a los materiales depositados inmediatamente al sur del Macizo Ibérico, y se ha dividido, a su vez, en Prebético Externo y Prebético Interno, en función de la proximidad al Macizo Ibérico (fig. 3).

El Prebético Externo está constituido por muy poco espesor de materiales, puesto que se sitúa en la parte más interna del margen sudibérico, y su serie estratigráfica se caracteriza por la presencia de gran cantidad de lagunas estratigráficas. El Triásico está representado por materiales detríticos rojos, casi exclusivamente continentales, que intercalan algunos niveles carbonatados poco potentes. El Jurásico está constituido por dolomías, calizas nodulosas, margas y margocalizas de facies "Purbeck", mientras que el Cretácico Inferior está representado por facies detríticas de tipo "Weald-Utrillas" (Baena y Jerez Mir, 1982). En el Cretácico Superior abundan las calizas y las dolomías. No existen sedimentos del Paleógeno, siendo los últimos sedimentos registrados los correspondientes al Mioceno inferior (García Hernández et al., 1980).

Por otra parte, el Prebético Interno presenta una sucesión más completa de materiales que comprenden desde el Triásico hasta el Mioceno inferior, y está constituido por facies parecidas a las del Prebético Externo, aunque con características más pelágicas para los materiales del Cretácico Superior. Los sedimentos correspondientes al Paleógeno, sin embargo, presentan facies someras e incluso continentales en algunos sectores (Baena y Jerez Mir, 1982).



## Subbético

Corresponde al dominio sedimentario más alejado del paleomargen sudibérico (fig. 3). Entre este dominio y el Prebético, se han diferenciado unas unidades que muestran características intermedias entre ambos dominios, por lo que se han denominado Unidades Intermedias (Ruiz Ortiz, 1980). Estas unidades afloran extensamente en la provincia de Jaén, donde presentan facies propias de surco en algunos momentos del Jurásico, mientras que en otros sectores de la Cordillera no se observa claramente la existencia de este surco y el tránsito de las unidades prebéticas al Subbético es más uniforme.

El Subbético se ha dividido tradicionalmente en tres subdominios, que desde posiciones septentrionales a meridionales son: Subbético Externo, Subbético Medio y Subbético Interno. Esta división es clara para el sector central de la Cordillera Bética, particularmente en la transversal de Jaén-Granada, mientras que para los sectores occidental y oriental resulta confusa debido al alto grado de deformación que existe.

La diferencia fundamental entre los tres dominios del Subbético se debe a la evolución de los materiales del Jurásico tras la ruptura de la plataforma carbonatada del Lías superior (Vera, 1988; Vera, 2001) (fig. 3). El Subbético Externo y el Subbético Interno se comportaron durante gran parte del Jurásico como áreas de umbral pelágico, con desarrollo de calizas nodulosas, mientras que el Subbético Medio era una zona más subsidente situada entre ambos dominios, y donde se produjo gran actividad volcánica submarina de edad principalmente Jurásico (Morata, 1993; Vera et al., 1997), y también el desarrollo de facies radiolaríticas (O'Dogherty et al., 1997). En el Cretácico se produce una homogeneización de la cuenca, desarrollándose en casi toda la cordillera facies de ritmitas margoso-calcáreas de color blanco, con algunas intercalaciones turbidíticas para el Cretácico Inferior, y de color asalmonado para el Cretácico Superior (Vera, 1988; Vera, 2001).

Los materiales del Paleógeno son tremendamente dispersos y presentan una amplia diversidad de facies (Vera et al., 2003).

## *Zonas Internas*

Constituyen la región más intensamente deformada de la Cordillera Bética, a la vez que constituyen las unidades más alóctonas que forman parte de la Cordillera. Tradicionalmente se han distinguido tres grandes grupos de unidades agrupadas en complejos tectónicos, que actualmente forman una gran pila antiformal. De abajo a arriba estos complejos son: Complejo Nevado-Filábride, Complejo Alpujarride y Complejo Maláguide. En el contacto entre las Zonas Internas con las Zonas Externas o con el Complejo del Campo de Gibraltar existen unas unidades de difícil definición, que han sido objeto de numerosos estudios y clasificaciones debido a la importancia que tienen en la evolución de la Cordillera Bética. Estas unidades han recibido los nombres de Rondades (Blumenthal, 1927) o de Complejo Dorsaliano (Durand Delga y Foucault, 1967). Recientemente, estas unidades se han desprovisto de connotaciones paleogeográficas y tectónicas, que hacían que no se llegara a un acuerdo sobre su situación y procedencia (Martín Algarra, 1987), dándoles el nombre de Unidades

---

Página anterior

Fig. 2. A: Posición de la Cordillera Bética respecto a las demás cadenas del Orogeno Alpino Perimediterráneo. B: Mapa geológico de la distribución de las Unidades que conforman la Cordillera Bética (Simplificado de Vera et al., 2004)

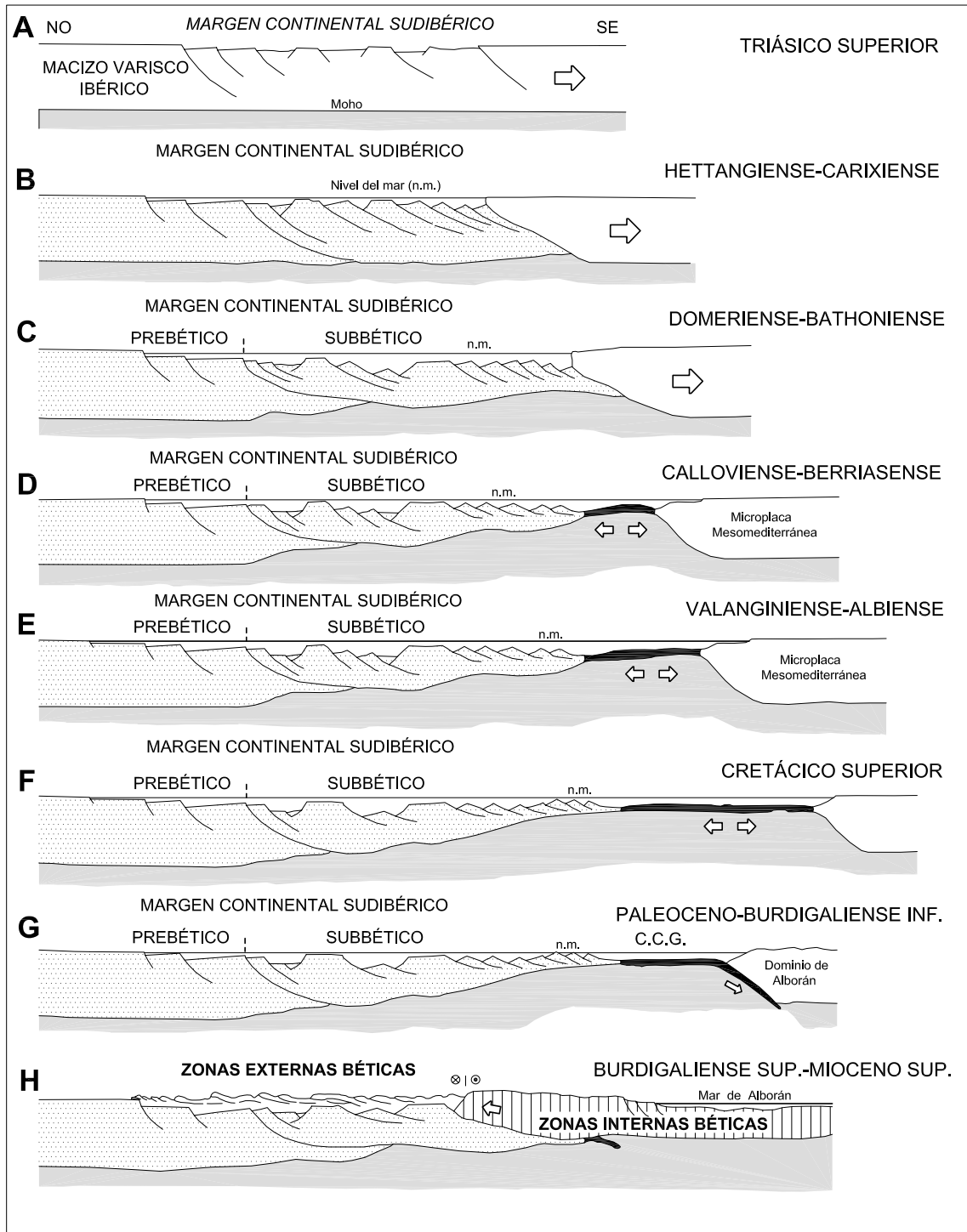


Fig. 3. Modelo de evolución paleogeográfica del Margen Sudibérico desde el inicio de la extensión (Triásico Superior) hasta el final de las etapas de deformación, como consecuencia de la colisión de la Microplaca Mesomediterránea con el Margen Sudibérico (Mioceno superior) (Modificado de Vera et al., 2004). C.C.G.: Complejo del Campo de Gibraltar.

Frontales de las Zonas Internas Béticas, atendiendo solamente a la posición geográfica y tectónica actual (Martin Algarra y Vera, 2004).

los distintos complejos tectónicos en los que se dividen las Zonas Internas de la Cordillera Bética muestran características estratigráficas y tectónicas concretas, además de presentar distintos grados de metamorfismo.

#### Complejo Nevadofilábride (Egeler, 1963)

Es el complejo tectónicamente más bajo de las Zonas Internas. Está constituido exclusivamente por rocas metamórficas de grado medio a bajo, entre las que predominan los esquistos grafitosos y los mármoles de diversos tipos, encontrándose también cuarcitas, meta-areniscas, gneises, metabasitas y metaultramafitas. Actualmente no existe una nomenclatura unánimemente aceptada para este complejo (Martín Algarra et al., 2004) aunque es claro que existen dos tipos de unidades con evoluciones metamórficas diferentes (Unidades Inferiores y Unidades Superiores). Generalmente las unidades están compuestas por una sucesión inferior que se compone básicamente por metapelitas de bajo grado (ej. Micaesquistos grafitosos) y a la cual se le atribuye una edad pre-Pérmico, y una sucesión superior compuesta por una amplia diversidad de rocas (esquistos claros, cuarcitas, ortogneises, ultramafitas y mármoles) de edad Mesozoico-Cenozoico?. Desde el punto de vista petrológico y de evolución tectono-metamórfica se puede decir que existen asociaciones metamórficas prealpinas y que la estructuración alpina más aparente es de tardi- a post-metamórfica.

#### Complejo Alpujárride (van Bemmelen, 1927, Egeler y Simon, 1969)

Es el complejo que ocupa la posición intermedia dentro de la pila de unidades que constituyen las Zonas Internas. El contacto con el complejo inferior (Complejo Nevadofilábride) inicialmente se realizó por superposición tectónica como mantos de corrimiento, aunque actualmente este contacto está profundamente modificado por la tectónica extensional posterior, que afectó a toda la estructura de las Zonas Internas (p. ej., Crespo Blanc et al., 1993; Azañón et al., 2002).

El Complejo Alpujárride ha sufrido distintos grados de metamorfismo alpino, desde moderado hasta muy intenso. Es el complejo que ocupa más extensión, y aflora desde la región de Cartagena hasta Estepona (Málaga). Al igual que ocurre con el Complejo Nevadofilábride, no existe una unificación en la terminología de las diferentes unidades que componen el Complejo Alpujárride, si bien se acepta que existen tres grandes conjuntos de unidades en función de sus posición tectónica. Estas unidades se denominan informalmente Alpujárride Inferior, Intermedio y Superior (Sanz de Galdeano, 1997, Azañón et al., 2002, Estévez et al., 2004).

En una sucesión alpujárride tipo se diferencian tres conjuntos litoestratigráficos principales (Sanz de Galdeano, 1997, Alonso-Chaves et al., 2004): un conjunto inferior de edad Paleozoico-Precámbrico? formado por metapelitas grafitosas oscuras y cuarcitas impuras (metasammitas), un conjunto intermedio constituido por metapelitas claras, con niveles de cuarcitas, carbonatos y yesos, de edad Pérmico-Triásico y un conjunto superior esencialmente carbonatado, de edad Triásico y más moderno, que está compuesto por calizas y dolomías frecuentemente marmorizadas.

El grado de metamorfismo varía en función de la posición de las unidades tectónicas, y generalmente es mayor en las unidades agrupadas dentro de los alpujárrides superiores, donde incluso afloran rocas ultrabásicas pertenecientes al manto superior (peridotitas de Ronda), y disminuye hacia las unidades alpujárrides inferiores.



### Complejo Maláguide (Blumenthal, 1927; Durand-Delga (1968))

El Complejo Maláguide constituye el complejo tectónico más alto de la pila de unidades que conforman las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Al igual que sucede con el contacto entre el Complejo Alpujárride y el Complejo Nevadofilábride, el Complejo Maláguide se superpuso originalmente como manto cabalgante sobre el Complejo Alpujárride, si bien este contacto también ha sido modificado y retocado por la tectónica extensional posterior.

El Complejo Maláguide está muy poco afectado por el metamorfismo alpino, y litológicamente se compone de un zócalo paleozoico formado por sedimentos detríticos marinos profundos, al que se superpone discordantemente una cobertera de sedimentos que van desde el Triásico al Mioceno inferior (Martín Algarra, 1987, Martín Algarra, et al., 2004). En neta discordancia sobre los materiales del paleozoico, existe una sucesión de materiales triásicos relativamente bien caracterizada, donde predominan los materiales continentales detríticos rojos, con intercalaciones de conglomerados de cuarcitas, agrupados en la Formación Saladilla (Soediono, 1971; Roep, 1972). Los materiales post-triásicos poseen una gran diversidad de facies, y excepto en el área de Sierra Espuña (Murcia), son poco potentes y de facies marinas.

### *Antecedentes sobre el Triásico en las Zonas Externas de la Cordillera Bética*

El Triásico ha planteado a lo largo de la historia de la geología en España, concretamente en la Cordillera Bética, numerosos problemas y debates sobre aspectos estructurales y estratigráficos, puesto que constituyen una gran parte de los materiales en las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Siempre se ha dicho que han debido desempeñar una importante función en la estructuración alpina de la Cordillera, aunque su papel aún no está suficientemente claro.

Los primeros datos que se pueden encontrar sobre el Triásico de la Cordillera Bética corresponden a trabajos realizados en la provincia de Jaén, donde la gran abundancia de materiales triásicos llamaba la atención. Verneuil (1853), establece una comparación entre el Triásico del este de España, incluido el de Jaén, y el Triásico que aflora en Francia o Inglaterra, concluyendo que son materiales similares desde el punto de vista estratigráfico. Posteriormente, Herrera (1877), en la misma región, describe los materiales del Triásico de Cambil, resaltando la similitud con los materiales del Triásico europeo. En la misma línea de trabajo, sobre la geología de la provincia de Jaén, Mallada (1884) realiza un mapa geológico de toda la provincia, donde reconoce los materiales triásicos, en especial los del área de Cambil-Huelma-Cabra del Santo Cristo. Por otra parte, Gonzalo y Tarín (1881) también señalan la presencia de materiales triásicos en la provincia de Granada.

A finales del siglo XIX, una expedición de geólogos franceses comienza a estudiar la geología de las provincias de Málaga y Granada, y fruto de esos estudios aparece el trabajo de Bertrand y Kilian (1889), en el cual, dentro del estudio de la geología de estas provincias, dedican especial atención a los materiales del Triásico.

Douville (1906) ofrece una amplia descripción de los materiales del Triásico del sector central de la Cordillera Bética, señalando la gran diversidad de facies presentes en estos materiales y atribuyendo un carácter germánico a los materiales detríticos. También destaca la ausencia de fósiles clasificables y la abundancia de estructuras sedimentarias de corrientes en los materiales detríticos. Por otro lado, pone de manifiesto la presencia importante de masas yesíferas, de ofitas y de yacimientos de

hierro ligados a los materiales triásicos, además de resaltar el alto grado de tectónica presente en estos afloramientos.

Pero es a partir del año 1926, a raíz de la organización en Madrid del Congreso Geológico Internacional, cuando se van a plantear y a realizar los primeros avances importantes en la geología de la Cordillera Bética en general, y como consecuencia de ello, se iría mejorando el conocimiento de los materiales del Triásico. Blumenthal (1927) introduce el término de “Trias germano-andaluz” para designar los materiales del Triásico de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, porque aunque encuentra similitudes con los materiales triásicos de la zona de Alemania y Francia, también observa algunas características propias no presentes en el Triásico germánico. En la misma época, Schmidt (1928,1929) y diversos trabajos de índole paleontológica en la década de 1930, destaca la presencia de facies Buntsandstein por debajo de los carbonatos de facies Muschelkalk, reconociendo de esta manera la existencia de los tres litotipos germánicos: Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. A partir de entonces se empiezan la asignación de los materiales detrítico-yesíferos de tonalidades abigarradas bien al Buntsandstein o al Keuper, generándose así la controversia Buntsandstein-Keuper. Alastrue (1943,1944) reconocería también los tres términos germánicos en sus estudios llevados a cabo en la vertiente sur de la Sierra de la Pandera (al noreste de Valdepeñas de Jaén). Otros autores que señalan la existencia de un Triásico inferior (Werfeniense) son Saens (1946) y Bollo (1947).

Fallot (1931) reconoce también la existencia de los tres litotipos germánicos, aunque señala que el único lugar donde los ha visto en continuidad es en el área de Hornos (al este de Cazorla). Posteriormente, discutiría algunos de los afloramientos pertenecientes al subbético, donde plantea la posibilidad de que materiales asignados al Werfeniense pudieran pertenecer al Keuper (Fallot, 1945).

Durante la década de los 60, en lo referente a los estudios sobre el Triásico hay que destacar los trabajos de Carbonell y Trillo (1964), Saavedra (1964) y Felgueroso y Coma (1964), donde se describen varios afloramientos de la zona central del Subbético, y en los cuales se aportan datos estratigráficos sobre el Triásico, especialmente sobre la existencia de materiales werfenienses.

En la década posterior, el avance en los conocimientos estratigráficos y tectónicos, y la consolidación de la sección de Geología de la Universidad de Granada, va a aportar valiosos trabajos para el conocimiento de la geología de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, fruto de distintas Tesis doctorales que abarcan distintos sectores y aspectos geológicos, entre los cuales se abordan algunos estudios sobre el Triásico. En este sentido, son de resaltar los trabajos de López Garrido (1971) y Fernández (1977) en el estudio del Triásico del Prebético y de la Cobertera Tabular de la Meseta, respectivamente; y los trabajos de Sanz de Galdeano (1973), García-Rosell (1973) y Cruz-Sanjulián (1974) en lo que respecta a aspectos tectónicos y estructurales donde están involucrados los materiales triásicos, en las provincias de Jaén y Málaga. Por otra parte, en la misma época, también son de gran importancia los trabajos de geólogos extranjeros que siguen investigando la geología de la Cordillera Bética, pudiendo citar las Tesis doctorales de Peyre (1974), donde aborda el estudio del Triásico de Antequera, y la de Foucault (1971), quien estudia los materiales del Triásico del borde suroccidental del arco de Cazorla.

Mención aparte merece el trabajo de Busnardo (1975), quien desarrolla uno de los estudios más amplios sobre el Triásico de la zona central de la Cordillera Bética, y donde realiza los primeros intentos de definir una estratigrafía para estos materiales. Describe varios tipos de Triásico: Mesético, Prebético y Subbético. El Mesético correspondería al Triásico de la Cobertera Tabular de la Meseta, mientras que las

diferencias entre los tipos Prebético y Subbético son básicamente en las series carbonáticas de facies Muschelkalk.

Después de esta serie de Tesis Doctorales, en las cuales se dan los primeros esbozos estratigráficos y primeras interpretaciones tectónicas del Triásico de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, continúan diversos trabajos en la década de los 80 que van a contribuir a un mejor conocimiento del Triásico. Gil (1986) y Gil et al. (1987a, 1987b), realizan varios intentos de precisar la estratigrafía del Triásico del Prebético y de la Cobertera Tabular, mientras que López-Chicano y Fernández (1988) y Pérez-López y López-Chicano (1989) aportan nuevos datos sobre la estratigrafía del Triásico de la Zona Subbética. Sin embargo, a pesar de todos los intentos de establecer una estratigrafía detallada, la no existencia de fósiles que permitieran datar fiablemente las unidades litoestratigráficas y la falta de criterios de correlación entre los diversos sectores, además de la fuerte tectónica que acompaña a todos los afloramientos del Triásico, hace que se llegue a finales de la década de los 80 con pocos conocimientos precisos sobre el Triásico de las Zonas Externas. Para dar una solución a todos estos problemas, Pérez-López (1991) realiza su Tesis doctoral sobre los materiales del Triásico en facies “germánica”, que denominó Triásico Sudibérico, constituyendo un trabajo de referencia y aportando por primera vez valiosos datos paleontológicos y bioestratigráficos que acompañan a las sucesiones estratigráficas, estableciendo así un primer esquema estratigráfico del Triásico con cierto rigor, además de realizar importantes observaciones tectónicas.

Como novedades más importantes en el aspecto estratigráfico, Pérez-López (1991) señala la no existencia de materiales atribuibles al Triásico Inferior (facies Buntsandstein), puesto que las dataciones efectuadas en materiales anteriormente asignados al Triásico Inferior, dan edades sistemáticamente del Triásico Superior. Por otra parte, destaca que los carbonatos de facies Muschelkalk están constituidos solamente por un paquete de edad Ladiniense, y define la Formación Majanillos para designar a los carbonatos de facies Muschelkalk del Subbético. También realiza dataciones que le llevan a definir unos carbonatos del Triásico Superior, asignándole una edad Noriense, que posteriormente se denominaría Formación Zamoranos (Pérez-López et al., 1992). En lo referente al Keuper define el “Grupo Keuper de Jaén”, basándose en el trabajo inicial de López-Chicano y Fernández (1988) y en la estratigrafía propuesta inicialmente por Ortí Cabo (1974) en el sector valenciano. El Grupo Keuper de Jaén lo subdivide en diversas formaciones (abreviadamente K1, K2, K3 y K4-K5).

En el aspecto tectónico señala la importancia de los materiales del Triásico como nivel de despegue en la estructuración de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, así como el gran desarrollo olistostrómico que presentan en asociación con otras unidades jurásico-terciarias, llegando a definir el Complejo Olistostrómico Subbético para las unidades del Subbético Externo, Unidades Intermedias y Prebético de Jaén (Pérez-López, 1991; Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994).

### **Nomenclatura: una propuesta sobre las denominaciones del Triásico**

En trabajos del Triásico de la Península Ibérica se ha denominado al Triásico que aflora en la Cordillera Bética como “Trías Bético”. Aunque podría emplearse como un término regional, no parece nada apropiado utilizarlo por lo genérico que resulta, pues, son muchos los tipos de facies triásicas, y muy distintas, las que afloran en la

Cordillera Bética. Se podría hablar de un Triásico Bético si se quiere aludir a las rocas de esa edad, y sólo en relación a su edad, que afloran en toda la Cordillera Bética.

En la Cordillera Bética afloran distintas sucesiones estratigráficas del Triásico con facies diferentes según en qué paleomargen se depositaron y según la evolución paleogeográfica de cada sector.

Por una parte, en el límite norte de la Cordillera Bética afloran facies siliciclásticas del Triás Hespérico (facies continentales). Por otra parte, las rocas del Triásico que afloran en la Cordillera Bética pertenecen a dos dominios paleogeográficos principales. Existen materiales triásicos que se depositaron en el Paleomargen Sudibérico (Paleomargen continental del sur de Iberia) y otros que se depositaron en el Paleomargen Mesomediterráneo (Durand-Delga y Fontboté, 1980). Estos dos conjuntos de materiales afloran actualmente en las Zonas Externas y en las Zonas Internas, respectivamente (fig. 4). Al Triásico de las Zonas Externas se le denomina Triásico Sudibérico (Pérez-López, 1991) y al de las Zonas Internas se le podría denominar Triásico Mesomediterráneo o del Bloque de Alborán, en este último caso referido a su situación actual, dentro de las Zonas Internas.

El Triásico Sudibérico presenta facies epicontinentales afines a la facies germánica, caracterizadas por ser depósitos costeros y marino-someros. En este sentido se podría mantener la denominación de facies germánica para aludir a las facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, que afloran, sobre todo, en las Zonas Externas. Solamente será propio referirse a las rocas del Triásico Subbético o Prebético si sólo se quiere hacer referencia a las rocas que afloran junto a esas unidades tectónicas, sin intención de especificar algún tipo de facies, pues, durante el depósito de los sedimentos triásicos no estaban configurados el dominio Subbético o Prebético, como ya destacaron López Chicano y Fernández (1988).

En el Triásico Mesomediterráneo afloran facies más variadas que en el Triásico Sudibérico desde un punto de vista paleogeográfico. Se pueden reconocer facies continentales y epicontinentales en relación con el complejo Maláguide. Y se pueden reconocer facies alpinas, ligadas a zonas marinas más abiertas y comunicadas con el Tethys, y facies epicontinentales en el complejo Alpujarride (López Garrido, et al. 1997, García Tortosa, 2002). Por lo tanto, también se puede hablar de facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper en las Zonas Internas o Triásico Mesomediterráneo. En este sentido, también habría que manejar con cautela las denominaciones de Triásico alpino, frecuentemente utilizado, y demasiado generalizado, para referirse e identificarlo con el Triásico Mesomediterráneo o de las Zonas Internas. Cuando por ejemplo, incluso, las facies alpinas pueden reconocerse en los carbonatos del Triásico Superior de las unidades más meridionales del Subbético (Martín Algarra, 1987).

Y por último, al igual que se utiliza las denominaciones de Triásico Subbético, Prebético, Penibético, etc., para las Zonas Externas, sería propio, en algunos casos, mantener las denominaciones de Triásico alpujarride y Triásico maláguide para referirse a esas rocas que afloran en relación con esas unidades tectónicas, sin querer hacer referencia a un tipo determinado de facies.

### ***Correlación con otros dominios de la Península***

El Dominio Alpino solamente está representado por algunos de los materiales pertenecientes a las Zonas Internas de la Cordillera Bética, en el sur de España, aunque existen conexiones evidentes de otras cuencas triásicas de la Península con el Tethys. Estas conexiones son evidentes, en algunos casos, por la afinidad de las faunas con la bioprovincia del dominio alpino, como sucede en los Catalánides y en Baleares. No

obstante, se ha venido haciendo una distinción paleogeográfica para los distintos afloramientos del Triásico de la Península, según la caracterización de las facies Muschelkalk. Los carbonatos del Muschelkalk tienen una estratigrafía concreta, o al menos, presenta unas unidades litoestratigráficas que caracterizan cada subcuenca. Como en otras ocasiones, en estas divisiones no se ha sabido abordar la caracterización del Triásico en la Cordillera Bética debido a su gran variedad y dificultad en su estudio.

En la división más reciente en distintos tipos de Triásico en función de su paleogeografía (López-Gómez et al., 1998) se ha utilizado la presencia de las distintos tramos o unidades de carbonatos que pueden aparecer en la columna estratigráfica del Triásico Medio, de facies Muschelkalk. En este sentido, se podría decir que el Triásico Sudibérico será equivalente al Triásico Ibérico y el Triásico Mesomediterráneo, el de mayor extensión y variedad, abarcaría los tipos Mediterráneo, Valenciano-Balear (en el sentido de López Gómez, 1998) y el Triásico propiamente alpino. Esto significa que en el Mesomediterráneo de la Cordillera Bética podríamos observar el paso gradual desde las facies más marginales hasta las facies más centrales de la cuenca con mayor subsidencia y acumulación de carbonatos, con más o menos conexión con el Tethys.

Es importante tener en cuenta que los carbonatos del Muschelkalk del Triásico Sudibérico presentan fauna de la bioprovincia sefardí (Hirsch, 1977), además de fauna propia del Tethys. Por lo tanto, necesariamente durante el Ladinense, al menos en parte, toda la cuenca bética, incluidas las subcuencas del Margen Mesomediterráneo, estaban desconectadas de la bioprovincia del Tethys.

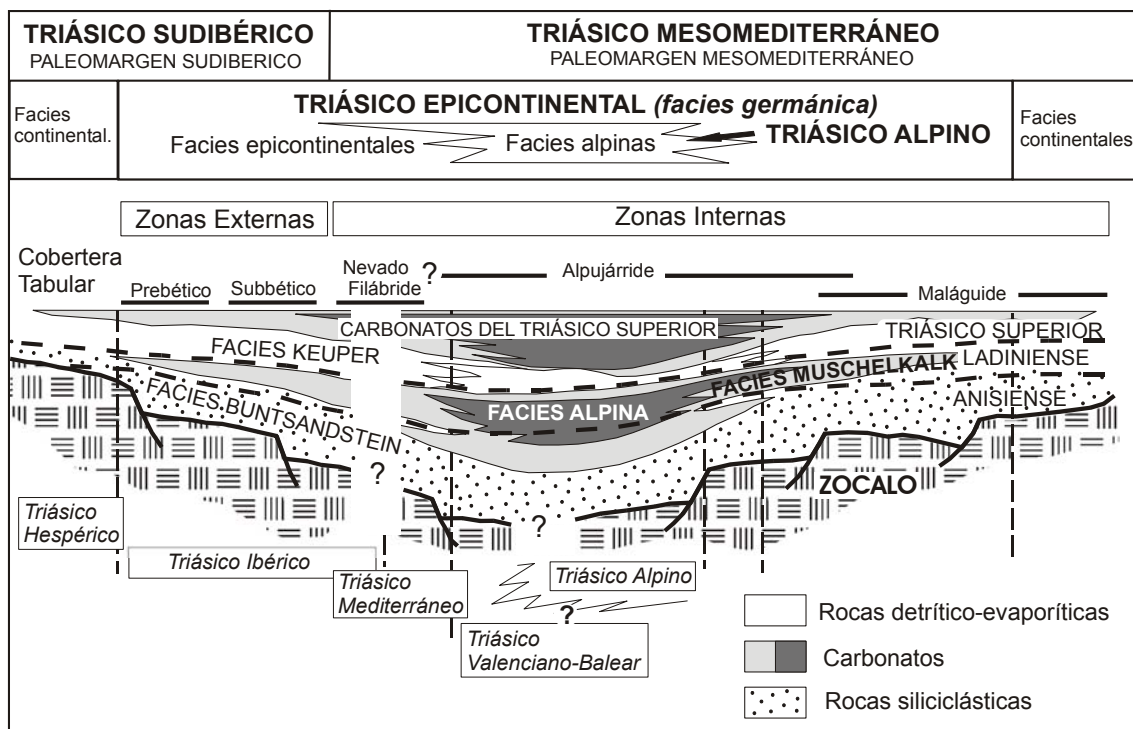


Fig. 4. Cuadro resumen de las distintas nomenclaturas utilizadas para el Triásico de la Cordillera Bética, con las divisiones utilizadas en la Península Ibérica por López Gómez et al. (2000).

### CAPITULO III

## EL TRIÁSICO SUDIBÉRICO EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA CORDILLERA BÉTICA

### INTRODUCCIÓN

En el sector oriental de la Cordillera Bética afloran rocas del Triásico que se atribuyen al tipo germánico, y que corresponden a facies fluviales, evaporíticas y costeras, y marinas de tipo epicontinental. Estas características permiten asignar las rocas del Triásico del sector oriental de la Cordillera Bética al Triásico Sudibérico (Pérez-López, 1991), y representan los sedimentos depositados en el margen sureste del Macizo Ibérico durante el Triásico.

Se ha sido elegido el sector oriental de la Cordillera Bética como área de estudio de este trabajo, porque existen numerosos afloramientos de rocas del Triásico Sudibérico que han sido poco estudiados desde el punto de vista estratigráfico. En este sentido se ha pretendido hacer una correlación con las rocas del Triásico estudiadas en el sector central de la Cordillera por Pérez López (1991), siguiendo los mismos criterios, para aportar nuevos datos y avanzar en la estratigrafía del Triásico de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. De hecho, se han encontrado distintas secciones que presentan sucesiones estratigráficas diferentes, que complementan y ayudan a entender mejor la estratigrafía y la paleogeografía de los sedimentos del Triásico que se depositaron en el Paleomargen Sudibérico.

Además de los aspectos estratigráficos, los afloramientos de esta región ofrecen observaciones muy interesantes para entender mejor la tectónica de las rocas del Triásico en la Cordillera Bética. Por ejemplo, afloran materiales triásicos en zonas de falla de ámbito regional, en sectores donde el diapirismo es importante y en áreas donde las rocas del Triásico forman parte de los depósitos terciarios. Este tipo de afloramientos hacen que el sector oriental de la Cordillera sea especialmente interesante para entender mejor la relación que existe entre las rocas del Triásico y los materiales terciarios en toda la Cordillera, en muchos casos de origen olistostrómico o diapírico. En este sentido, las observaciones e interpretaciones hechas en este sector se pueden extrapolar a otros sectores de la Cordillera Bética donde los procesos tectónicos han sido más intensos y no permiten deducir las relaciones estructurales entre las rocas del Triásico y otros materiales.

### SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La zona estudiada se sitúa, en un sentido amplio, en el sector oriental de la Cordillera Bética. En la parte más occidental comprende los afloramientos del Triásico que se sitúan alrededor de la Sierra de Cazorla, en las cercanías de las poblaciones de Huesa y Siles (provincia de Jaén), mientras que la parte oriental incluye hasta los afloramientos situados en las inmediaciones de la localidad de Agost (Alicante) (fig. 5). Los sectores más septentrionales corresponden a los afloramientos de Riopar-Bogarra (provincia de Albacete), y Jumilla (provincia de Murcia), mientras que los afloramientos más meridionales son los correspondientes a las poblaciones de Topares (Almería) y Zarcilla de Ramos (Murcia).



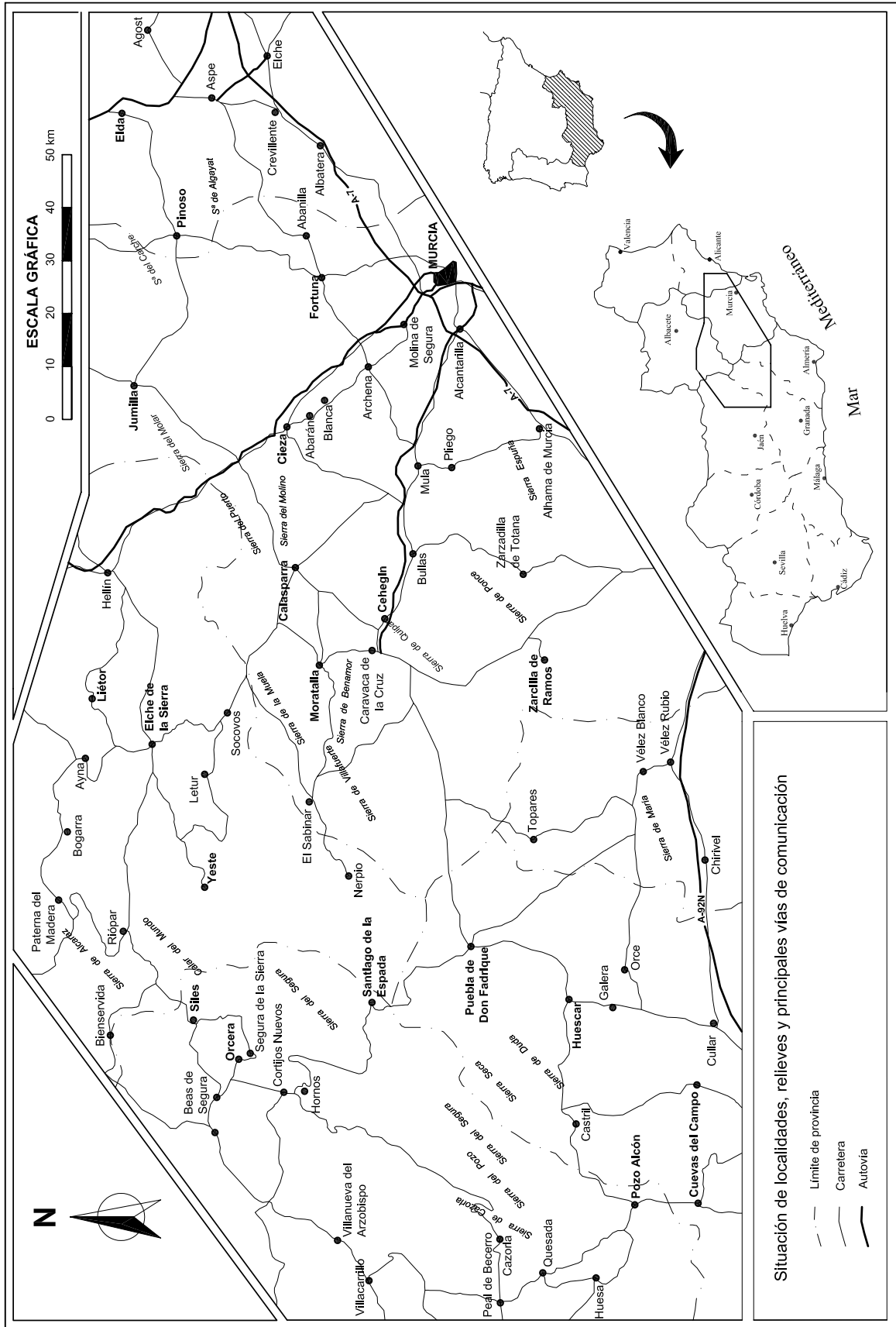


Fig. 5. Situación geográfica del área de estudio, donde se incluyen las principales ciudades y poblaciones, vías de comunicación y relieves.

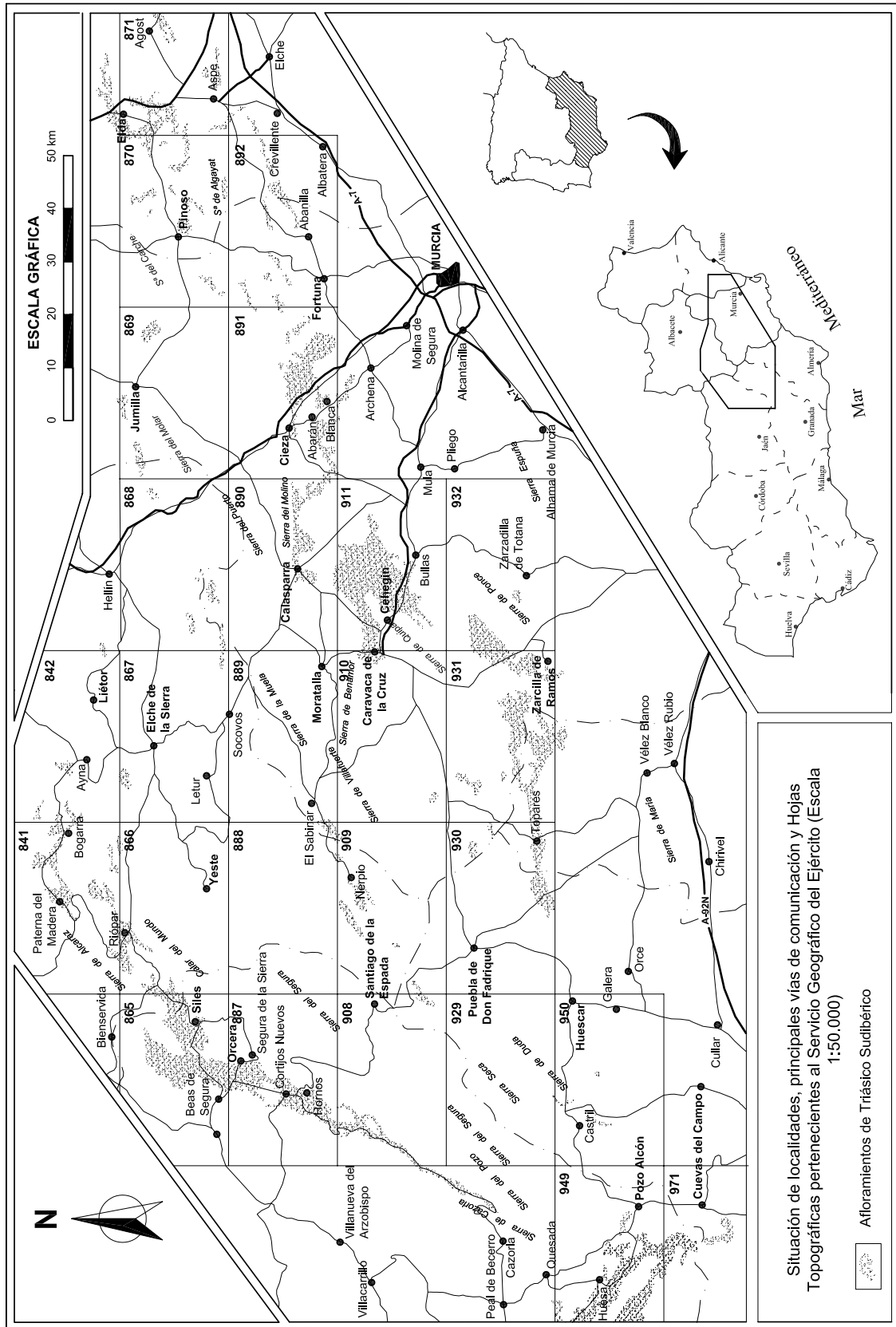


Fig. 6. Situación geográfica de la zona de estudio, con indicación de las hojas del mapa topográfico a escala 1:50 000 del Servicio Geográfico del Ejército

La mayor parte de las observaciones han correspondido a los afloramientos de las localidades de Calasparra, Cehegín y Cieza, en la provincia de Murcia. El resto de las observaciones se han realizado en distintos sectores que incluyen localidades pertenecientes a las provincias de Jaén (Pozo Alcón, Huesa, Hornos y Siles), Albacete (Riopar, Bogarra, inmediaciones del Embalse del Talave, Nerpio), Granada (Huescar, Puebla de D. Fadrique), Almería (Topares), Alicante (Agost) y Murcia (La Paca, Zarcilla de Ramos, Zarcadilla de Totana, Abarán, Blanca). Por tanto, el estudio ha comprendido parte de las provincias de Jaén, Granada, Almería, Albacete, Murcia y Alicante. En la figura 6 se muestra la distribución de las Hojas topográficas a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército en las que están incluidos los afloramientos donde se han realizado las observaciones de mayor interés y las zonas adyacentes.

## CONTEXTO GEOLÓGICO

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio se enmarca íntegramente en el contexto de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (fig. 7) y comprende tanto unidades pertenecientes al Subbético como al Prebético. La mayor parte de los afloramientos de rocas del Triásico se sitúan en áreas donde dominan materiales fracturas importantes (Falla de Crevillente, Falla de Socovos y Falla de Tíscar), mientras que el resto de afloramientos aparecen en la zona Prebética, en el valle de Hornos-Siles y en la extremo nororiental del arco de Cazorla (Riopar-Bogarra) (fig. 8).

En relación con la gran extensión geográfica los afloramientos de rocas del Triásico son poco abundantes, y se concentran en determinados sectores que se han delimitado para su estudio (fig. 8). De oeste a este son:

- Sector de Pozo Alcón-Huesa (I)
- Sector de Hornos-Siles (II)
- Sector de Riopar-Bogarra (III)
- Sector de Nerpio-El Sabinar (IV)
- Sector de Zarcilla de Ramos-Topares (V)
- Sector de Cehegín (VI)
- Sector de Calasparra (VII)
- Sector de la S<sup>a</sup> del Oro- S<sup>a</sup> de Ricote (VIII)
- Sector de Cieza (IX)

Además de estos sectores se han realizado observaciones en afloramientos aislados concretos (fig. 7), que de oeste a este corresponden a:

- Almontarás (A)
- Embalse del Talave (B)
- Jumilla (C)
- Agost (D)

Los afloramientos más occidentales se sitúan en el sector de Pozo Alcón-Huesa, un área muy compleja tectónicamente, que coincide con la denominada Falla de Tíscar (Foucault, 1971). Este accidente limita los materiales del Prebético de la Sierra de Cazorla al noreste, de materiales atribuibles al Subbético, donde aflora extensamente el Triásico. Dentro de las unidades pertenecientes al Prebético se sitúan los afloramientos del valle del alto Guadalquivir entre Hornos y Siles (sector de Hornos-Siles), que limitan las unidades morfoestructurales de las Sierras de Alcaraz y Cazorla, al noroeste, y la Sierra del Segura, al sureste (López Garrido, 1971; García Hernández *et al.*, 2004). Siguiendo la misma alineación hacia el noreste se encuentran los afloramientos pertenecientes al sector de Riopar-Bogarra (III).

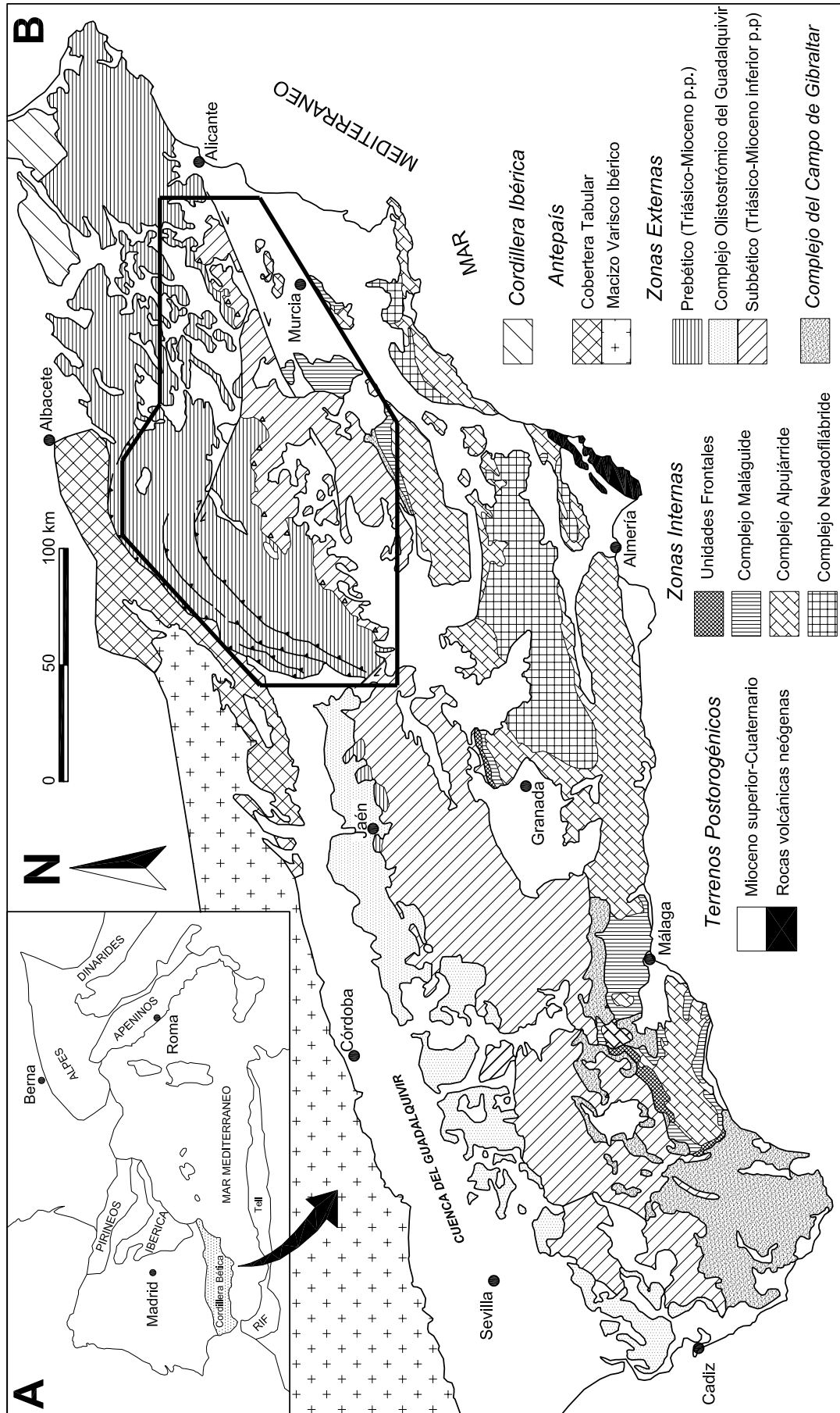


Fig. 7. Situación geológica del área de estudio, donde se incluyen las principales dominios geológicos y los grandes afloramientos del Triásico Sudibérico (modificada de Vera et al., 2004).



El sector de Nerpio-El Sabinar (IV) se sitúa en el límite entre materiales del Subbético y del Prebético. En este sector, los materiales del Triásico aparecen como los materiales más adelantados del frente Subbético junto con algunos retazos de calizas del Subbético. Se sitúan tectónicamente sobre los materiales del Terciario autóctono del Prebético y se encuentran asociados a los materiales del Cretácico (Albiense-Cenomaniense) de la Unidad Intermedia, a lo que García Hernández et al. (1973) denominaron *Complejo Triás-Unidad Intermedia*.

Por otra parte, las rocas del Triásico del sector Topares-Zarcilla de Ramos (V), constituyen un afloramiento muy extenso, desde las cercanías de la población de Topares (Almería), hasta Zarcilla de Ramos (Murcia). Este sector se sitúa en un área que coincide con la Falla de Cádiz-Alicante o de Crevillente (Foucault, 1971), entre materiales del Subbético Externo y del Subbético Medio. Hacia la parte más oriental del sector, en las inmediaciones de las poblaciones de Zarcilla de Ramos y La Paca, los afloramientos del Triásico también coinciden con la zona de falla de Cádiz-Alicante, donde previamente han sido puesto de manifiesto procesos tectónicos importantes (van de Fliert et al., 1980 y de Smet, 1984).

En la región central de la zona de estudio se pueden distinguir tres sectores principales, todos dentro de la provincia de Murcia. Dos sectores que se alinean de este a oeste: Sector de Calasparra (VII) y Sector de Cieza (IX); y un sector extenso que comprende las rocas que afloran en los alrededores de Cehegín (sector de Cehegín (VI)). El Triásico que aflora en el sector de Calasparra se encuentra en un área tectónicamente importante, en el límite entre los materiales del Prebético Interno de la Sierra del Molino y de la Unidad de Rameles-Oro del Subbético Externo (Nieto Albert, 1997). Este límite está relacionado con una fractura regional, la Falla de Socovos (Jerez Mir, 1973), que se prolonga hacia el este hasta el sector de Cieza. A lo largo de la Falla de Socovos se encuentran los afloramientos de rocas del Triásico del Embalse del Quipar-Embalse del Carcabo (sector de Calasparra) y los de la Rambla del Moro (sector de Cieza). Por otro lado, las rocas del Triásico del sector de Cehegín constituyen el afloramiento más extenso de toda la zona de estudio. Se sitúa entre los materiales del Subbético Externo que comprende las Sierras de Quipar, Lavia y Burete, por el sur, y los del Prebético meridional de la Sierra de la Puerta (Paquet, 1969) por el noreste. Su límite oriental es extremadamente complejo, llegándose a mezclar tectónicamente con rocas del Albiense superior pertenecientes a la Unidad de Rameles-Oro (Subbético Externo).

Por último, existe un tipo de afloramientos aislados, donde los procesos diapíricos son evidentes, en áreas pertenecientes a materiales del Prebético (p. ej. Martínez del Olmo et al., 1985), dentro de los cuales se pueden encuadrar los afloramientos del Embalse del Talave (Albacete) y Jumilla.

## **ANTECEDENTES SOBRE EL TRIÁSICO DEL SECTOR ORIENTAL DE LA CORDILLERA BÉTICA**

Son muy escasas las referencias que se tienen sobre el estudio del Triásico en el sector oriental de la Cordillera Bética. Los pocos datos que se tienen provienen, en la mayoría de los casos, de estudios regionales que no han podido obviar la presencia de los materiales triásicos y su relación con otros materiales post-triásicos.

El primero en citar la existencia de materiales triásicos en la provincia de Murcia fue Verneuil (1856), en un trabajo preliminar sobre la geología de Murcia, atribuyendo algunos de los materiales de su estudio al Triásico. Después de este autor, se tienen

algunas referencias de pequeñas notas o comunicaciones sobre aspectos paleontológicos del Triásico de Caravaca y sobre el Triásico de la provincia de Alicante (Jiménez de Cisneros, 1906, 1914).

Fallot (1928) aporta los primeros datos sobre la existencia de materiales del Triásico en el frente de cabalgamiento del Subbético sobre el Prebético desde la Sierra de la Sagra (Granada) hasta el Río Segura (provincia de Murcia). En un trabajo posterior (Fallot, 1929a) realiza las primeras observaciones sobre el Triásico de Cehegín-Bullas y de La Paca, donde destaca la existencia del Cretácico superior (“capas rojas”) aislado del Jurásico, que se sitúa directamente sobre materiales del Triásico. También hace la primera descripción estratigráfica sobre el Triásico de Cehegín (Fallot, 1929b), donde describe la presencia de un Muschelkalk muy potente y de un Keuper en facies germánicas constituido por margas rojas yesíferas, yesos y dolomías negras y grises. También cita la existencia de materiales del Lías inferior-medio sobre los materiales del Keuper. En otro trabajo complementario (Fallot, 1929c) presenta una cartografía de unidades estructurales desde la región de Chirivel-Velez Rubio (Almería) hasta Calasparra (Murcia), donde señala los afloramientos del Triásico de Murcia, denominándolos como *Trías “citrabético”*.

Schmidt, en una serie de trabajos sobre la paleontología del Triásico de la Península Ibérica y de las Islas Baleares, realizados fundamentalmente en la década de 1930, es el primero en establecer una estratigrafía más concreta para el Triásico del Subbético. Estudia particularmente los fósiles del Muschelkalk de Cehegín (Schmidt, 1929, 1930, 1931, 1936 y 1937) y establece una estratigrafía basada en los tres términos germánicos, reconociendo unos materiales compuestos por areniscas “variegadas” con arcillas rojas y verdes y algunos niveles de yesos, que los denomina “Buntsandstein”, seguidos de calizas y dolomías en facies “Muschelkalk”. Finalmente atribuye al “Keuper” una formación de arcillas “variegadas”, yesos y carniolas.

Fallot (1931, 1944, 1945 y 1948) continúa estudiando la geología de la parte oriental de la Cordillera Bética y aportando nuevos detalles sobre la estratigrafía y la tectónica del Triásico en relación con los materiales fundamentalmente mesozoicos. Fallot y Bataller (1933) realizan un estudio de los materiales entre Calasparra y Cieza, donde ponen de manifiesto la existencia y la continuidad de afloramientos de materiales del Triásico entre ambas poblaciones.

Posteriormente, Busnardo et al. (1958) vuelven a estudiar el contacto frontal del Subbético entre la Sierra de la Sagra (provincia de Granada) y el Macizo de Revolcadores (provincia de Murcia), destacando la existencia de materiales del Triásico jalonando el contacto entre unidades del Subbético y del Prebético.

En la década de 1960 se producen avances importantes en el conocimiento del Triásico de la región de Murcia, particularmente de Calasparra y Cehegín. Dupuy de Lome y Marín de la Barcena (1962) realizan el Mapa Geológico de la Hoja de Calasparra (890) para el Instituto Geológico y Minero, presentando la primera cartografía de los materiales triásicos al este de Calasparra. También de ésta época son muy importantes los estudios llevados a cabo por Paquet. En dos trabajos preliminares (Paquet, 1963 y 1966) se estudian aspectos relacionados con el contacto frontal del Subbético en la región de Calasparra, destacando la presencia de los materiales del Triásico. Posteriormente, como resultado de su Tesis Doctoral (Paquet, 1969) presentaría un estudio estratigráfico y tectónico del Triásico que aflora al sureste de Calasparra y del Triásico de Cehegín, además de una cartografía detallada. En este importante estudio, Paquet (1969) siguiendo las ideas de Schmidt (1929, 1930) y Fallot (1945), distingue los tres litotipos germánicos en el área de Calasparra-Cehegín (Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper). Realiza algunas series estratigráficas, sobre

todo de los materiales detríticos que atribuye al Triásico inferior, y resalta el importante papel que han jugado los materiales del Triásico en la estructuración tectónica del sector, aportando varios cortes geológicos interpretativos.

Con la Tesis de Paquet (1969) se inician una serie de trabajos regionales desarrollados en la provincias de Murcia y Albacete que van a tratar, dentro del estudio fundamentalmente de materiales mesozoicos, algunos aspectos estratigráficos y tectónicos del Triásico. Van Veen (1969), en su estudio sobre la geología de la región oeste de Caravaca (Murcia) es el primero que intenta dar una denominación para las rocas del Triásico que afloran al noreste de Caravaca. Realiza un estudio estratigráfico, paleontológico y tectónico y propone el nombre de “Formación Peñuelas” para los materiales del Triásico de este sector. Sin embargo, también señala la presencia de una fuerte tectónica que impide reconstruir la sucesión estratigráfica, por lo que confiere a la “Formación Peñuelas” un carácter informal. Hoedemacker (1973), durante la realización de su Tesis doctoral en el área de Moratalla (Murcia), continúa con la denominación original de “Formación Peñuelas” (Van Veen, 1969) para designar a las rocas del Triásico de este área. Realiza un importante estudio sobre el papel del Triásico en la estructuración tectónica del sector comprendido entre Caravaca, Calasparra y Bullas (sector de Cehegín), discutiendo su posible carácter “para-autóctono” e involucrando mecanismos de diapirismo en su estructuración.

Otros estudios sobre el sector oriental de la Cordillera Bética, en materiales fundamentalmente del Prebético, que han aludido al Triásico son los trabajos que realiza Jerez Mir (1971a, 1973), entre Isso y Elche de la Sierra (provincia de Albacete), Dabrio (1973) entre Santiago de la Espada y el Embalse del Tranco (provincia de Jaén) y García Hernández et al. (1973) en el sector de Nerpio. Estos últimos autores proponen un modelo tectónico para explicar el cabalgamiento del frente Subbético sobre el Prebético en la región de Nerpio en el cual están involucrados los materiales del Triásico con los de la Unidad Intermedia, formando el *Complejo Triás-Unidad Intermedia*. Discuten la posibilidad de un diapirismo precoz del Triásico, durante el Cretácico Inferior (Aptiense), que sería el responsable de la asociación entre los materiales del Cretácico y los del Triásico. Este complejo de Triás-Unidad Intermedia constituiría el substrato sobre el cual se deslizarían las grandes masas subbéticas en su desplazamiento hacia el Norte.

Van de Fliert et al. (1980) y de Smet (1984a, 1984b) realizan importantes estudios en el área de La Paca-Zarcilla de Ramos (Murcia), una zona con una tectónica importante situada en la traza del accidente de Cádiz-Alicante. En sus estudios proponen un modelo en flor positivo para la estructuración del sector, en el cual los materiales del Triásico habrían jugado un papel fundamental al constituir la matriz arcillo-yesífera del complejo formado por el carácter transpresivo de la Falla de Cádiz-Alicante.

Por otra parte, son también importantes en esta época los trabajos llevados a cabo por Besems y Simon (1982) y Besems (1983). Estos autores estudian la estratigrafía de los materiales del Triásico de las Zonas Externas tomando como base el estudio palinológico de las formaciones detríticas. En estos trabajos se obtienen por primera vez dataciones precisas de formaciones detríticas que anteriormente no se habían podido datar. Como consecuencia de esto, asignan al Keuper la gran mayoría de afloramientos de rocas detríticas al obtener edades pertenecientes al Triásico Superior, y discuten las atribuciones al Buntsandstein realizadas por autores previos. Además, Besems y Simon (1982), proponen una nueva estratigrafía de todo el Triásico en el área de Cehegín-Bullas-Cieza, en función de las dataciones realizadas con polen.



Mancheño-Jiménez y Rodríguez-Estrella (1985) y Rondeel y van der Gaag (1986) estudian los diapiros de Murcia y Albacete. Los primeros autores realizan una estratigrafía del diapiro de Jumilla, caracterizando varios tramos detríticos y evaporíticos, y resaltan la acción de fallas regionales como lugar de “inyección” de los diapiros. Rondeel y van der Gaag (1986) también asocian los afloramientos diapíricos de rocas del Triásico con fallas de zócalo, señalando que podrían haber actuado desde el Cretácico. Posteriormente Pérez-López et al. (1996) revisan la estratigrafía y estructura de algunos de los diapiros de Murcia y Alicante, y aportan nuevos datos sobre el Triásico Superior, y sobre el tránsito al Lías en toda la región del levante español.

Finalmente, los trabajos más recientes sobre la zona de estudio han sido los realizados por Pérez Valera et al. (2001), Pérez Valera et al. (2003) y Pérez-Valera y Pérez-López (2003) en las áreas de Calasparra y Cieza. En estos trabajos se proponen nuevas ideas tectónicas y precisiones estratigráficas respecto a las anteriores interpretaciones.

## CAPÍTULO IV

# ESTRATIGRAFÍA

### Introducción

Los materiales del Triásico pertenecientes a las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Triásico Sudibérico) muestran un registro estratigráfico discontinuo a lo largo de los numerosos afloramientos distribuidos por toda la Cordillera. En muchos casos, estos afloramientos se presentan como grandes masas de materiales arcillo-yesíferos brechoides, que engloban grandes bloques de materiales detríticos, carbonatados o volcánicos (“ofitas”), que se encuentran totalmente desenraizados, de manera que no permiten establecer sus relaciones estratigráficas originales. Solamente en algunos lugares de la Cordillera, se han podido reconocer sucesiones estratigráficas continuas de materiales del Triásico, que corresponden normalmente a un único litotipo de facies germánica (p. ej. facies Keuper). Realmente, son excepcionales los afloramientos en los cuales se observan las relaciones entre unidades litoestratigráficas pertenecientes a distintos litotipos (p. ej. Muschelkalk y Keuper).

Esta escasez de afloramientos donde se puedan reconocer sucesiones más o menos completas de materiales del Triásico, se debe en parte a la propia estratigrafía del Triásico. Al predominar materiales poco competentes (yesos, sales y arcillas) entre otros más competentes (carbonatos y ofitas), se generan superficies de despegue y una gran discontinuidad en los afloramientos debido a la tectónica posterior. Este hecho, unido a los fenómenos de tectónica salina, la deformación en zonas de falla y la existencia algunos fenómenos tectono-sedimentarios (olistostromas), hace que sea de gran dificultad el establecimiento de una estratigrafía detallada para los materiales del triásico, máxime si no se disponen de herramientas de correlación precisas que permitan establecer correlaciones entre los distintos afloramientos de la Cordillera Bética.

Por todo esto, uno de los objetivos principales de esta investigación ha sido la caracterización estratigráfica de las rocas del Triásico. Previamente se han realizado múltiples intentos de establecer una estratigrafía para el Triásico, pero siempre se han encontrado con los problemas anteriormente referidos, y se han elaborado estratigrafías de carácter local de difícil correlación.

En la zona Prebética, a partir del estudio preliminar de López Garrido (1971), se establece la estratigrafía del Triásico del Prebético, que se completa en el trabajo de Gil (1987). En la zona Subbética, los primeros datos estratigráficos son aportados por Busnardo (1975), quien sintetiza todos los conocimientos previos sobre los materiales del Triásico en facies germánica del sector central de la Cordillera Bética. Posteriormente se inician estudios más detallados sobre la estratigrafía de esta región, en los cuales se aportan interesantes datos sobre la estratigrafía del Triásico en el sector central de la cordillera Bética, sobre todo en relación al Keuper (López-Chicano y Fernández, 1988). A continuación, Pérez-López (1991) llega a los primeros resultados sobre la organización estratigráfica de los materiales del Triásico, para el sector central de la Cordillera Bética.

López Garrido, 1971		Gil et al., 1987		Fernández et al., 1994		Este trabajo, 2005				
BUNTSANSTEIN??	FORMACIÓN HORNOS-SILES	M2	FORMACIÓN HORNOS-SILES	BUNTSANSTEIN	FORMACIÓN HORNOS-SILES	BUNTSANSTEIN	Fm. ZAMORANOS			
							MUSCHELKALK	FORMACIÓN SILES	K4-K5	GRUPO KEUPER DE JAEN
									K3	
MUSCHELKALK	FORMACIÓN HORNOS-SILES	M3-3 M3-2 M3-1	FORMACIÓN HORNOS-SILES	MUSCHELKALK	FORMACIÓN HORNOS-SILES	MUSCHELKALK	K4-K5			
							K3			
KEUPER	FORMACIÓN HORNOS-SILES	K1	FORMACIÓN HORNOS-SILES	K1	FORMACIÓN HORNOS-SILES	K1	GRUPO KEUPER DE JAEN			

Tabla I. Denominaciones aplicadas a los materiales del Triásico Sudibérico en la Zona Prebética por los diferentes autores. Se incluye la propuesta efectuada en este trabajo.

En este trabajo, se ha partido de la estratigrafía definida por Pérez-López (1991), completada en Pérez-López et al. (1992), donde se definen todas las formaciones estratigráficas que se han reconocido para el Triásico de facies epicontinentales de la Cordillera Bética, que han servido de base para la caracterización de las unidades distinguidas en el Sector Oriental de la Cordillera Bética. Además, como resultado del estudio de un sector más amplio de la Cordillera Bética, con el estudio de los materiales triásicos del sector oriental incluyendo los del dominio Prebético, se han definido nuevas unidades litoestratigráficas que tienen por objeto precisar la estratigrafía de todo el Triásico Sudibérico (Tablas I y II), junto con las anteriormente definidas.

Seguidamente se abordará el estudio por separado de los tres grandes grupos de facies reconocidos en el Triásico Sudibérico (Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper), donde se describen con detalle las características de cada uno, y se justifica la definición de las nuevas unidades litoestratigráficas propuestas.

Blumental, 1927	Busnardo, 1975	López Chicano y Fernández, 1988	Pérez López, 1991	Pérez López et al, 1992	Este trabajo, 2005				
<b>TRIAS GERMANO-ANDALUZ</b>	K	<b>TRIAS PREBÉTICO</b>	<b>TRIAS TIPO I Tipo "Barrancos-Las Casillas"</b>	<b>FORMACION OCRES-ROJOS</b>	<b>FORMACION ZAMORANOS</b>				
	M					K	Calizas y Dolomías laminadas	Calizas y Dolomías laminadas	
	B					M3	Detrítico ferruginoso	Detrítico ferruginoso	
	K					M1	Calizas carniolares	Calizas carniolares	
	K					B			
	M	<b>TRIAS SUBBÉTICO</b>	<b>TRIAS TIPO II Tipo "Majaniillos"</b>	<b>GRUPO KEUPER DE JAEN</b>	<b>GRUPO KEUPER DE JAEN</b>	<b>GRUPO KEUPER DE JAEN</b>			
	B						M3-2	K4-K5	K4-K5
							M3-1	K3	K3
							M2	K2	K2
							M1	K1	K1
	B								
		M3	K	N					
			<b>FORMACION MAJANILLOS</b>	<b>FORMACION MAJANILLOS</b>	<b>FORMACION CEHEGIN</b>				
			Hontanar	Hontanar	Miembro Superior				
			Chiclana	Chiclana					
			Colmenar	Colmenar	Miembro Inferior				
			Salmerón	Salmerón					
			Morrón Grande	Morrón Grande					

Tabla II. Denominaciones aplicadas al Triásico Subibérico por los diferentes autores en el sector central y occidental de la Cordillera Bética. Se incluye la propuesta realizada en este trabajo. B=Buntsandstein, M=Muschelkalk, K=Keuper, N= Noriense.

## LAS FACIES BUNTSANDSTEIN

### Introducción

Materiales detríticos y detrítico-evaporíticos, con abundantes bancos de areniscas potentes han sido reconocidos en todo el sector de estudio, y descritos en el sector central de la Cordillera Bética (Pérez-López, 1991). Estos materiales, cuando se encuentran aislados, plantean la problemática de su asignación a una determinada facies dentro de la denominación germánica. Sin embargo, si atendemos a las observaciones de Pérez-López (op.cit.), y a las propias desarrolladas en este trabajo, la mayoría de estos materiales detríticos o detrítico-evaporíticos han sido datados con asociaciones palinológicas como Karniense o Karniense-Noriense (Triásico Superior), englobándose de esta manera dentro de las facies Keuper. Por otra parte, cuando no se dispone de elementos de datación, este tipo de materiales han podido ser caracterizados estratigráficamente como pertenecientes al Grupo Keuper de Jaén (Pérez-López, 1991).

También, cuando se ha observado la base de los materiales pertenecientes a la facies Muschelkalk, que constituyen los materiales datados más antiguos del Triásico Sudibérico (edad Ladinense), se ha visto que el contacto siempre es de naturaleza tectónica, y que frecuentemente esta unidad carbonática se superpone sobre materiales de facies Keuper de otra unidad tectónica, los cuales han sido en numerosos casos confundidos con materiales de facies Buntsandstein.

Sin embargo, en los inicios de esta investigación se han reconocido unos materiales detríticos situados estratigráficamente debajo de una unidad carbonática de facies Muschelkalk, de edad Ladinense, que Pérez-Valera et al., (2000) denominaron informalmente unidad detrítica inferior. Es la primera vez que se describen en la Cordillera Bética materiales detríticos que se sitúan estratigráficamente de modo evidente por debajo de los materiales del Muschelkalk en áreas alejadas de la Meseta o de la zona Prebética, donde anteriormente sí habían sido descritos (ej. Gil et al., 1987).

Durante el transcurso de esta investigación, la unidad detrítica inferior (Pérez-Valera et al., 2000), descrita inicialmente en los afloramientos cercanos a Calasparra (Murcia), ha sido reconocida en diversos sectores de la Cordillera Bética pertenecientes al sector oriental y especialmente en el sector de Hornos-Siles. El hecho de reconocer en varios sectores distantes la existencia de facies siliciclásticas en continuidad por debajo de los carbonatos del Muschelkalk, ha permitido que en este trabajo se proponga una denominación formal para designar a los materiales que componen la unidad detrítica inferior.

### Facies Buntsandstein y Facies Röt

#### *Facies Buntsandstein*

En este punto se tratará de aclarar el significado de las facies Buntsandstein en la Cordillera Bética, y justificar su uso para designar a las facies detríticas, que aparecen por debajo de los carbonatos en facies Muschelkalk.

El término Buntsandstein fue introducido por Von Alberti (1834) para designar unas areniscas rojas que aparecían por debajo de las “calizas conchíferas” del Muschelkalk en Alemania, y que junto con las arcillas y yesos del Keuper constituyen el

Triásico Germánico. Después de esta atribución, los términos introducidos por von Alberti se extendieron por todas las áreas del mundo donde se reconocían estas facies.

Virgili et al. (1977) ya ponen de manifiesto que estos nombres solamente se pueden aplicar a unidades litológicas, siendo unidades litoestratigráficas que tendrían un rango superior al del Grupo, y que nunca se pueden utilizar con sentido cronoestratigráfico, puesto que se ha demostrado en muchas ocasiones que estas facies son heterócronas (ej. Zawidzka, 1975), y por tanto, no son válidas para asignar una edad concreta a los materiales que aparecen bajo las características de una facies. También es necesario insistir en que, después de los acuerdos tomados en las reuniones de la Subcomisión de Estratigrafía del Triásico en Viena (1973 y 1975), en los cuales se establecen las bases de la cronoestratigrafía del Triásico que manejamos hoy día, prácticamente quedan abandonados los términos Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper para asignar a los materiales del Triásico Inferior, Medio y Superior, respectivamente. En trabajos posteriores, se ha visto que, por ejemplo, materiales de facies Buntsandstein pueden dar edades correspondientes al Anisiense (Hernando, 1975, López-Gómez y Arche, 1992), que corresponde al primer piso del Triásico Medio.

Por tanto, parece claro y justificado que los materiales de facies Buntsandstein corresponden a los materiales detríticos, de colores fundamentalmente rojos, que afloran por debajo de los carbonatos de facies Muschelkalk, independientemente de su edad. En este trabajo se usará el término Buntsandstein para designar de manera genérica, y en términos de facies, a los materiales que aparecen estratigráficamente por debajo de los carbonatos de facies Muschelkalk.

### ***Facies Röt***

Bajo la denominación de facies Röt se conoce a los materiales detrítico-evaporíticos que aparecen en la parte superior del Buntsandstein, en la transición a las facies Muschelkalk en la cuenca germánica (ej. Bühman y Rambow, 1979). Corresponden a las facies de mayor influencia marina dentro del Buntsandstein y constituyen el inicio de un ciclo transgresivo en toda Europa Central (ej. Paul y Franke, 1977).

En la Península Ibérica estos materiales han sido reconocidos de manera muy desigual, ya que no presentan unas características especialmente distintivas, y generalmente son materiales que afloran relativamente mal, por eso su identificación ha resultado dudosa. No obstante, las primeras citas que se tienen acerca del reconocimiento de las facies Röt, es en materiales de la Cordillera Ibérica (p. ej. Tricalinos, 1928), que es la zona de la Península Ibérica donde mejor afloran los materiales del Buntsandstein. Más recientemente, a partir de los trabajos de López-Gómez y Arche (1988, 1992) desarrollados en el extremo suroccidental de la Cordillera Ibérica, y a partir del estudio sistemático de los materiales del Buntsandstein superior, se reconocen formalmente materiales atribuibles a las facies Röt, que se engloban dentro de la Formación Marines. Esta formación estaría constituida por arcillas rojas con pasadas verdes, y con intercalaciones de areniscas, carbonatos y yesos, mostrando claramente una marcada influencia marina respecto a las formaciones infrayacentes, de carácter claramente continental.

En la Cordillera Bética los pocos materiales que existen en continuidad por debajo del Muschelkalk muestran unas facies similares con yesos a las que se describen para las facies Röt, por lo que también se puede hablar de la existencia de facies Röt en el Buntsandstein de la Cordillera Bética.

## La Formación Arcillas y Areniscas Rojas de Arroyo Molinos

### *Rasgos generales*

La presencia de facies detríticas en una posición estratigráfica clara por debajo de los carbonatos de facies Muschelkalk ha sido descrita por primera vez en la Cordillera Bética por Pérez-Valera et al. (2000). Anteriormente solo era evidente su existencia solamente en áreas relacionadas con los materiales del Prebético, en la región de Hornos-Siles (López Garrido, 1971; Gil et al., 1987).

En este trabajo, los materiales de esta unidad detrítica inferior han sido reconocidos en Calasparra (Murcia), Embalse del Talave, Riópar y Bogarra (Albacete), Hornos-Siles, Huesa, Pozo Alcón y Cambil (Jaén) (fig. 9).

De todos estos sectores, se ha elegido el sector de Hornos-Siles para definir el área tipo de los materiales detríticos que se identifican con las facies Buntsandstein. En este sector estos materiales detríticos afloran en varios puntos por debajo de los carbonatos de facies Muschelkalk. En la mayoría de los casos los afloramientos están muy cubiertos por derrubios, o por terrenos arados, lo que dificulta su caracterización estratigráfica. Estos materiales detríticos son difícilmente atribuibles en el campo a la facies Buntsandstein o Keuper, cuando no se observa su clara posición por debajo estratigráficamente de los carbonatos del Muschelkalk. Por esta razón ha sido necesaria una revisión estratigráfica de todo el Triásico del sector (Formación Hornos-Siles de López-Garrido, 1971), que ha tenido por objetivo resolver los problemas estratigráficos derivados de la fuerte tectónica existente en la zona.

En las cercanías de Siles (Arroyo Molinos) se ha encontrado el único afloramiento del sector de Hornos-Siles que muestra relaciones estratigráficas claras y con una importante continuidad entre los materiales del Muschelkalk y los materiales detríticos infrayacentes. En este lugar se ha caracterizado la unidad detrítica inferior y se ha levantado una sucesión estratigráfica, que constituye la sucesión más completa y con más potencia de todas las observadas en los distintos sectores.

En conclusión, se propone el nombre de **Formación Arcillas y Areniscas rojas de Arroyo Molinos** (abreviadamente **Formación Arroyo Molinos**), para designar a *los materiales detríticos de facies Röt (Buntsandstein) que aparecen en continuidad estratigráfica por debajo de los carbonatos de facies Muschelkalk en el Triásico Subibérico*.

### *Holoestratotipo*

#### *Sección de Arroyo Molinos (AM-1)*

La sección tipo de la Formación Arroyo Molinos se sitúa en el valle del Arroyo de los Molinos, justo al suroeste de la población de Siles (fig. 10). Se trata de una sección compuesta, levantada a ambos lados del valle del Arroyo Molinos, y muestra una buena exposición y accesibilidad. Las coordenadas UTM del muro de la sección son: 535118, 4248850.

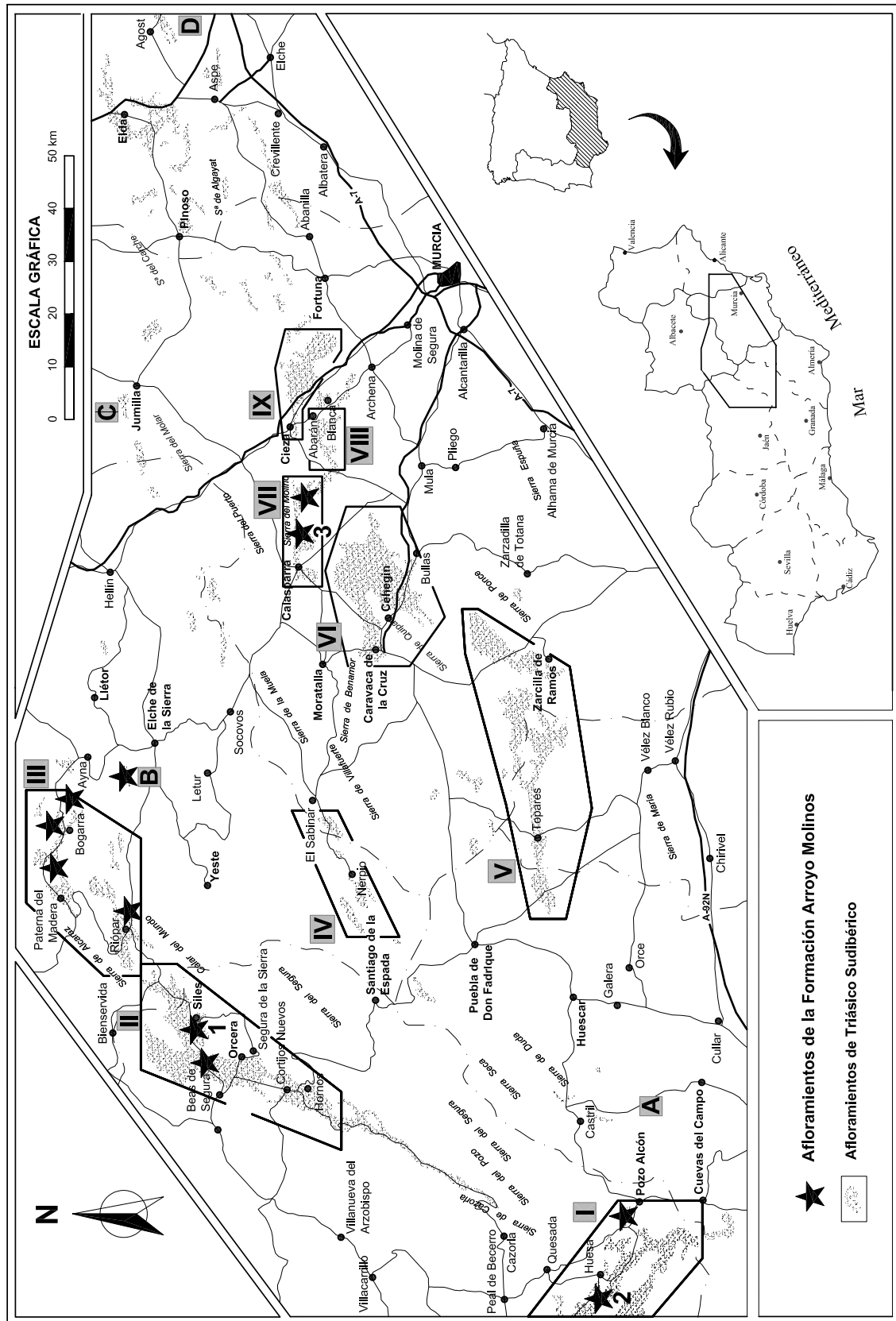


Fig. 9. Situación geográfica de los afloramientos de la Formación Arroyo Molinos en el sector de estudio. 1. Sección AM-1 (Siles). 2. Sección RH-2 (Huesca). 3. Sección CLDi-1 (Calasparra)



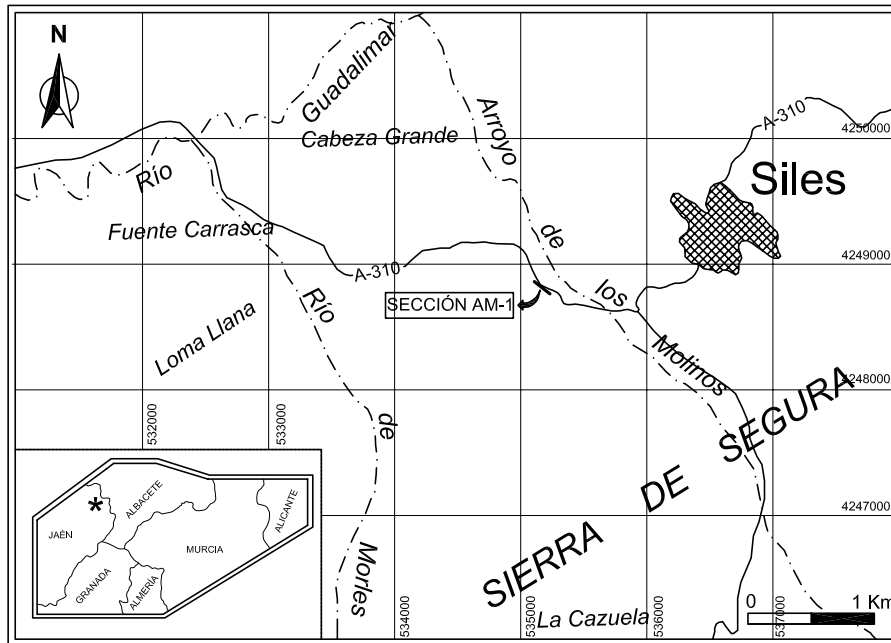


Fig. 10. Situación geográfica de la Sección Tipo de la Formación Arroyo Molinos (Sección AM-1).

La sección tipo tiene 44 metros de potencia, y puede dividirse en dos tramos litológicos, que corresponden a los dos miembros definidos para la Formación Arroyo Molinos (fig. 13). El tramo inferior está compuesto por arcillas grises oscuras con nódulos de yeso de colores rosados y algunos niveles muy delgados de carbonatos. Este tramo litológico forma el miembro de arcillas grises (abreviadamente miembro gris). El tramo superior está constituido por arcillitas rojas masivas, con delgados niveles verdes y niveles decimétricos de areniscas rojas masivas o con estratificaciones cruzadas, que constituyen el miembro de arcillas y areniscas rojas (abreviadamente miembro rojo).

En la sección tipo, por encima del miembro rojo se encuentran en contacto estratigráfico las dolomías que constituyen el inicio de los materiales carbonatados de facies Muschelkalk, mientras que por debajo del miembro gris se encuentran materiales detrítico-evaporíticos que se atribuyen al Keuper (?), mediante un contacto mecánico.

### **Hipoestratotipos**

#### *Sección de Huesa (RH-2)*

Los materiales del Buntsandstein en facies Röt afloran al oeste de Huesa, en la zona de Las Cabañas (Huesa) (fig. 11). En este sector, la Formación Arroyo Molinos aflora en sucesión con los carbonatos de facies Muschelkalk y materiales detrítico-evaporíticos de facies Keuper. Toda la sucesión se encuentra invertida, y el contacto inferior corresponde a un contacto mecánico con materiales yesíferos brechoides, que rodean todo el afloramiento.

La sección RH-2 se localiza en las cercanías de Rambla Honda, unos 3 kilómetros al oeste de Huesa. Las coordenadas UTM del muro son: 491225, 4179340. En este lugar afloran de manera excelente y con continuidad lateral los materiales detríticos de facies Buntsandstein, por lo que se ha elegida para constituir uno de los

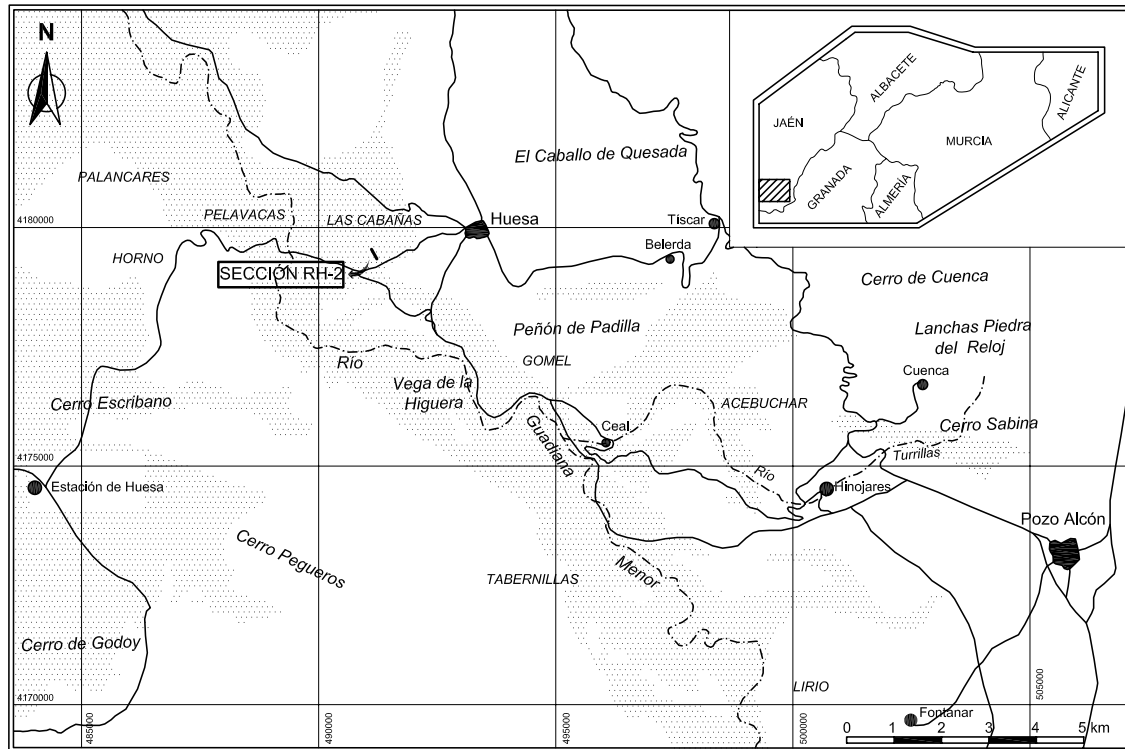


Fig. 11. Situación geográfica del sector de Pozo Alcón-Huesa, con indicación de la situación de la sección RH-2, correspondiente a los materiales del Buntsandstein que afloran al Oeste de Huesa.

hipoestratotipos para extender la Formación Arroyo Molinos fuera del área tipo de Hornos-Siles.

Está compuesta por 40 metros de arcillas rojas con pequeños niveles verdes, que intercalan paquetes de areniscas rojas con ripples que no superan el metro y medio de espesor (fig. 13). Hacia la parte final de la sección aparecen niveles de carbonatos dolomíticos de tonos claros, junto con lutitas verdes y ocres, que dan paso a los carbonatos de facies Muschelkalk. Toda la sección RH-2 corresponde al miembro superior de la Formación Arroyo Molinos (miembro de arcillas y areniscas rojas), y solamente en la parte más inferior de la sucesión se han podido reconocer los niveles de tránsito al miembro inferior (arcillas grises), pero que no se encuentra representado debido a un contacto mecánico con materiales yesíferos brechoides.

#### *Sección de Calasparra (CLDi-1)*

Los materiales detríticos que aparecen en el sector de Calasparra por debajo de la facies Muschelkalk, fueron inicialmente descritos en el trabajo de Pérez-Valera et al. (2000) y su descripción detallada aparece en Pérez-Valera y Pérez-López (2003). Anteriormente estos materiales habían sido asignados a las facies Keuper o habían pasado inadvertidos (Paquet, 1969, Jerez-Mir et al., 1973).

Se ha elegido esta sección como hipoestratotipo complementario de la sección de Huesa (RH-2) para extender la Formación Arroyo Molinos a áreas más alejadas del Prebético. Además, en la región de Calasparra, la Formación Arroyo Molinos muestra una gran continuidad lateral y ofrece muy buenas condiciones de observación.

La sección de Calasparra se sitúa en un barranco al norte del paraje de la Cañada de los Clerios (fig. 12). Las coordenadas UTM de muro son: 620120, 4230308 y está

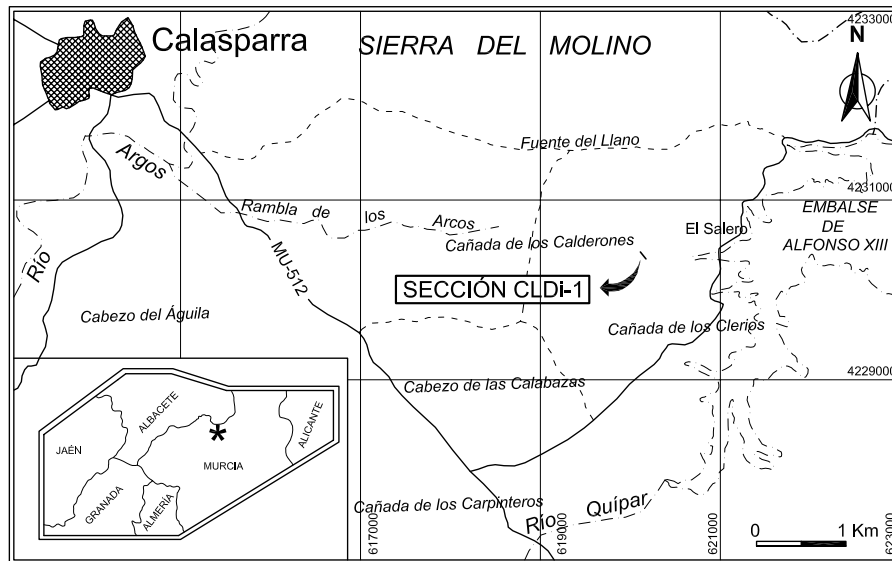


Fig. 12. Situación geográfica de la Sección CLDi-1 de la Formación Arroyo Molinos (Calasparra).

compuesta en su totalidad por el miembro arcillas y areniscas rojas de la Formación Arroyo Molinos (miembro rojo), que está formado por una alternancia de arcillas rojas oscuras y areniscas rojas y ocres-verdosas, bioturbadas y con laminación cruzada (fig. 13). El paso hacia la facies Muschelkalk se realiza de forma gradual, por medio de unas lutitas ocres, seguidas de los primeros niveles dolomíticos del Muschelkalk. El contacto inferior de esta unidad corresponde a un contacto mecánico en todos los sectores, con materiales yesíferos brechoides. En conjunto, la potencia de la Formación Arroyo Molinos en la sección de Calasparra puede estimarse en unos 33 metros.

Los materiales detríticos de la sección de Calasparra han podido ser datados por asociaciones de polen y esporas. La muestra FTP-9, obtenida en la parte alta de la sucesión, contiene los siguientes restos de polen: *Ovallipolis ovalis* (Krutzsch) Scheuring 1970, *Ovalipollis* sp., *Lunatisporites* cf. *Acutus* Leschik 1955, *Duplicisporites* cf. *Scurrilis* Scheuring 1970 y Bissacate indet. Esta asociación es de edad Ladinense.

### ***Extensión de la Formación Arroyo Molinos***

La Formación Arroyo Molinos ha sido identificada en los siguientes sectores: Pozo Alcón-Huesa (sector I), Hornos-Siles (sector II), Riopar-Bogarra (Sector III), Embalse del Talave (sector de estudio **B**) y Calasparra (Sector VII) (fig. 9). Fuera de la zona de estudio, también ha sido reconocida en Cambil (Jaén). En la mayoría de los sectores no se ha podido establecer una sucesión estratigráfica debido a causas tectónicas y de afloramiento. Normalmente, la Formación Arroyo Molinos se reconoce por ser la unidad que se encuentra en la base estratigráfica de las facies Muschelkalk, cuando estos materiales se encuentran completos y su contacto inferior no es mecánico. Muchas veces su expresión en el campo es una zona rojiza muy cubierta o arada. Sin embargo, puede ocurrir que cuando se encuentra de manera aislada es muy difícil su reconocimiento, por su analogía con la facies Keuper. Solamente una datación palinológica puntual donde se dataran materiales detríticos inferiores al Karniense, podría indicar que se tratan de materiales del Buntsandstein, atribuibles a la Formación

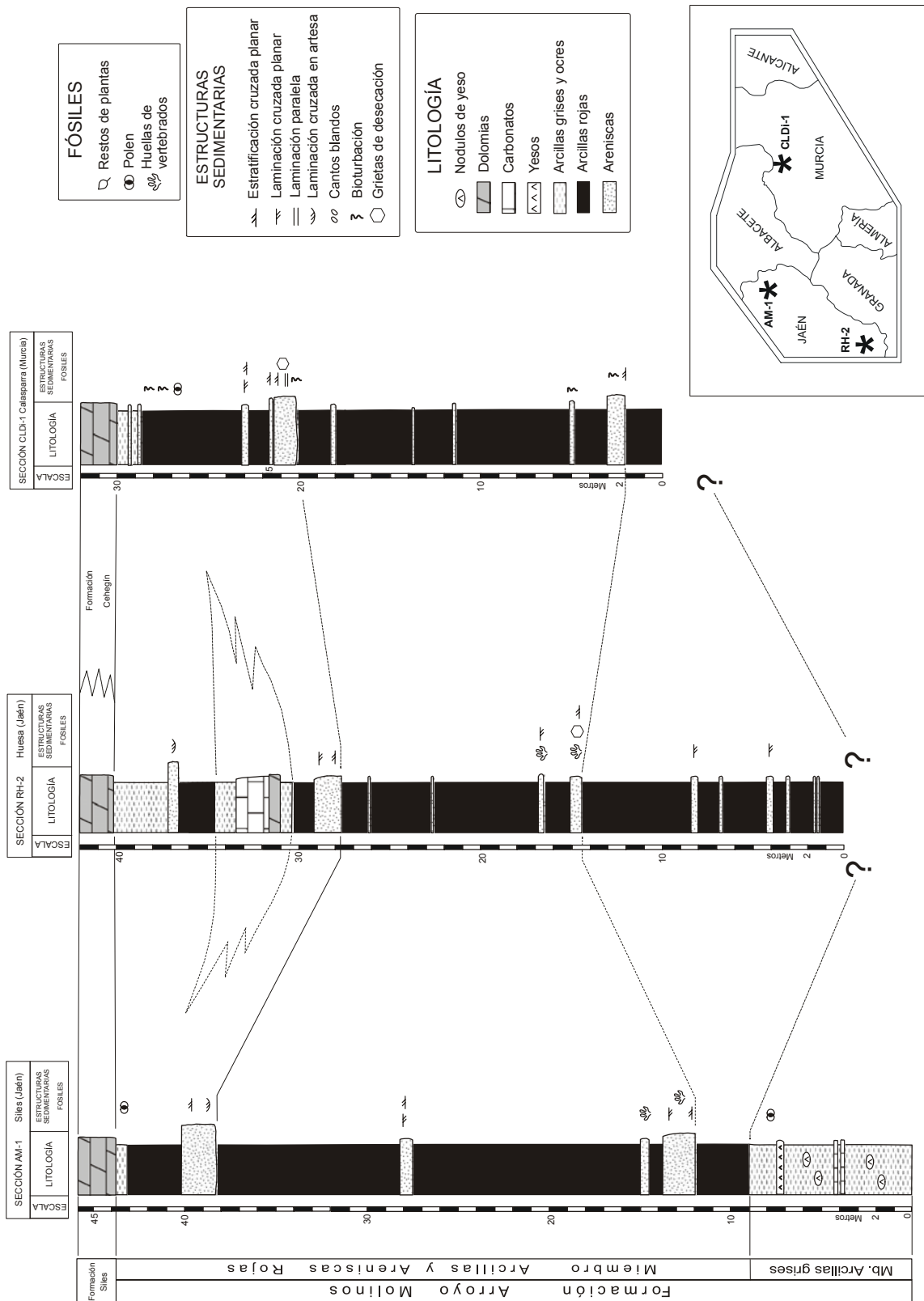


Fig. 13. Correlación entre las distintas secciones de la Formación Arroyo Molinos. Sección AM-1(Siles), Sección RH-2 (Huesa) y Sección CLDi-1 (Calasparra).

Arroyo Molinos. Por tanto, y teniendo en cuenta las observaciones realizadas en todos los sectores del área tipo, y en las regiones fuera del área tipo, la Formación Arroyo Molinos está limitada por el techo por los carbonatos del Muschelkalk, a los que pasa gradualmente, y por el muro, por un contacto mecánico que da paso a yesos brechoides.

Por último, la Formación Arroyo Molinos se encuentra en materiales triásicos preferentemente situados en áreas septentrionales de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, ligados a unidades del Prebético. Sin embargo, en afloramientos de rocas triásicas más meridionales, asociadas a unidades del Subbético, no ha sido encontrada, puesto que en todos los sectores que ocupan esta posición (por ejemplo, el Sector de Cehegín) los contactos inferiores de los materiales del Muschelkalk son mecánicos o, en algún caso aislado, dan paso a materiales evaporíticos (yesos claros y grises bandeados). Tampoco se han encontrado en el sector central de la Cordillera Bética, donde también todos los contactos inferiores del Muschelkalk corresponden a contactos tectónicos, aunque en algunas ocasiones por debajo de los carbonatos del Muschelkalk aparecen arcillas rojas de difícil atribución (Pérez López, 1991).

### ***Correlaciones***

En la Cordillera Bética esta formación es la única con estas características que aparece en la base del Muschelkalk, de tal manera que no se conocen materiales equivalentes para las unidades más meridionales del triásico de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Únicamente en el sector de Cehegín (sector VI) y en la zona de La Herrada, en la parte más oriental del sector de Calasparra (Sector VII), se puede reconocer la existencia de una unidad evaporítica, formada por yesos laminados claros y grises, con intercalaciones de dolomías, situada por debajo del Muschelkalk. Esta unidad evaporítica se sitúa en todos los casos por debajo de sucesiones de carbonatos del Muschelkalk muy potentes y carbonatadas. El contacto entre las dos unidades siempre está ligeramente retocado por accidentes mecánicos, pero puede deberse a la diferencia de competencia entre los materiales yesíferos y las dolomías masivas de la base del Muschelkalk. Esta unidad yesífera podría corresponder lateralmente a los materiales detríticos de la Formación Arroyo Molinos, que en el estratotipo ya muestra la existencia de niveles de evaporitas en su parte inferior (miembro gris). Sin embargo, no se ha conseguido la datación de los materiales yesíferos asociados a las facies Muschelkalk, debido a la dificultad que plantea la propia litología y la no existencia de niveles lutíticos que podrían haber preservado polen y esporas. Por tanto, por el momento, no se puede saber su edad, con lo que tampoco se puede afirmar su clara existencia en posiciones inferiores al Muschelkalk debido a la existencia de despegues en el contacto.

En los tres sectores donde se han establecido sucesiones estratigráficas, tampoco se pueden realizar correlaciones que puedan ser totalmente fiables, debido a la ausencia de un control bioestratigráfico preciso. De todas formas, se han realizado correlaciones tentativas desde una perspectiva puramente litoestratigráfica, ya que hasta el momento no se ha podido resolver si el contacto de los carbonatos del Muschelkalk corresponde a un límite isócrono (fig. 13). De esta manera, las secciones de Huesa y Calasparra corresponderían íntegramente al miembro rojo de la sección de Arroyo Molinos (Siles), no observándose el miembro inferior (miembro gris), debido a causas tectónicas.

En relación con otros materiales de las mismas características, depositados en otros dominios de la Península Ibérica, en la Cordillera Ibérica han sido descritos materiales litológicamente similares en las formaciones que aparecen por debajo del Muschelkalk y que constituyen las facies Röt del Buntsanstein (Formación Marines, López Gómez y Arche, 1988). Sin embargo, teniendo en cuenta los datos de edad para la Formación Arroyo Molinos (límite Anisiense-Ladiniense), esta formación sería correlacionable con la Formación Areniscas, Margas y Yesos del Mas (López-Gómez y

---

Arche, 1992), que corresponde a los materiales detríticos que afloran por debajo de la Formación Cañete (Muschelkalk superior de edad Ladiniense). También se puede correlacionar con la intercalación detrítica (M2) que existe entre los dos tramos de Muschelkalk de los Catalánides (Virgili, 1958).

## LAS FACIES MUSCHELKALK

### Introducción

Uno de los aspectos más interesantes para el estudio de los materiales del Triásico en el sector oriental de la Cordillera Bética, ha sido la caracterización de los materiales carbonatados, de facies marinas epicontinentales, que aparecen en conjunto con las formaciones detrítico-evaporíticas de facies Röt y Keuper. Estos materiales carbonáticos se identifican en el campo como bancos de carbonatos de colores oscuros, margocalizas con facies bioturbadas (clásicamente denominadas *calizas de fucoides*) y abundantes calizas tableadas, en las que la acumulación de conchas de bivalvos es su característica más notable. Estas facies coinciden con las primeras descripciones realizadas en el Triásico germánico por von Alberti (1834), quien propone el término Muschelkalk (*caliza conchífera*) para designar estos carbonatos. Los situó en el Triásico Medio, por encima del Buntsandstein (Triásico Inferior) y debajo del Keuper (Triásico Superior).

Posteriormente, la existencia de carbonatos que poseen el mismo tipo de facies que las descritas en Alemania, se han reconocido en muchas áreas de Europa. De esta manera se ha generalizado el término de Muschelkalk aplicándose como un término de litofacies, al igual que ocurre con el Buntsandstein y Keuper, perdiendo su valor cronoestratigráfico.

En la Península Ibérica también han sido reconocidos los materiales carbonatados de facies Muschelkalk desde antiguo, y en función de su presencia o ausencia, y de sus características, se han utilizado para diferenciar distintos dominios paleogeográficos (ej. López-Gómez *et al.*, 2000).

En la Cordillera Bética, las calizas de facies Muschelkalk han sido tradicionalmente reconocidas en los afloramientos de materiales Triásicos, aunque la gran deformación tectónica que sufren al estar situados entre materiales incompetentes, ha dificultado su estudio detallado durante mucho tiempo. Precisamente el hecho de que los carbonatos del Triásico se encuentren en su mayoría desenraizados de su sucesión estratigráfica, ha llevado a plantear dudas sobre su atribución estratigráfica a alguna formación concreta, al presentarse como bloques aislados y no disponer de más elementos de correlación que las propias facies. También hay que añadir que facies Muschelkalk han sido descritas en distintos dominios geológicos (p. ej. Alpujárride, López Garrido *et al.*, 1997; García Tortosa, 2003), indicando que no son exclusivas de un sólo dominio geológico y que no deben de utilizarse como criterio de correlación exclusivo. Por otra parte, las facies Muschelkalk son características de dominios marinos epicontinentales, por lo que frecuentemente carbonatos del Triásico Superior, depositados en medios similares, han sido confundidos con carbonatos del Triásico Medio al presentar facies parecidas.

### Antecedentes

En un apartado anterior de antecedentes, ya se ha hecho mención a los trabajos que trataron el Triásico de las zonas Externas. En el presente apartado solo se hace referencia, con más detalle, de algunos antecedentes que serán un punto de partida para algunos de los comentarios que se harán posteriormente con respecto a las facies Muschelkalk.

El primer autor que estudia las facies Muschelkalk en la Cordillera Bética, desde el punto de vista estratigráfico, es López Garrido (1971), quien estudia los afloramientos del Triásico en la región de Hornos-Siles, dentro de un estudio regional sobre el Prebético. En su estudio, define la Formación Hornos-Siles para caracterizar todos los materiales del Triásico que afloran en la Zona Prebética, y entre ellos se incluían las calizas fosilíferas del Muschelkalk. Supone la existencia de tres intercalaciones de calizas de facies Muschelkalk, separadas por materiales detríticos, que desaparecerían hacia la meseta. Por otra parte, describe gran cantidad de fauna en los niveles de calizas, fundamentalmente lamelibranquios, y escasos hallazgos de cefalópodos (ammonoideos y nautiloideos) y conodontos. En función de estas asociaciones de fósiles, propone una edad Ladiniense inferior (Hirsch, en López Garrido, 1971). Años más tarde, Gil (1986) retoma las ideas de López Garrido y estudia también las facies Muschelkalk de la región de Hornos-Siles, llegando a conclusiones similares sobre la existencia de tres intercalaciones de calizas entre materiales detríticos (Gil et al., 1987), pero asignándole una edad Ladiniense superior (Márquez Aliaga et al., 1986).

Busnardo (1975) realiza el primer estudio estratigráfico de los materiales carbonatados de facies Muschelkalk en el sector central de la Cordillera Bética (provincias de Jaén, Granada y Córdoba). En su estudio caracteriza dos tipos de unidades carbonatadas de facies Muschelkalk, que presentan características estratigráficas suficientemente distintas entre sí, aunque no define formalmente ninguna formación. Según sus interpretaciones estos dos tipos de carbonatos de facies Muschelkalk pertenecían a los dominios Prebético y Subbético, los cuales estarían ya suficientemente diferenciados en el Triásico Medio como para mostrar unidades litoestratigráficas distintas de la misma edad.

Posteriormente, López Chicano y Fernández (1988) retoman las ideas de Busnardo (op.cit.), aunque realizan variaciones en la nomenclatura, por no considerar adecuados los términos Prebético y Subbético, denominándolos respectivamente “Tipo I” o “Trías de Barrancos-Las Casillas” y “Tipo II” o “Trías de Majanillos”.

Sin embargo, aunque todas estas unidades parecen presentar facies Muschelkalk, en ninguno de estos trabajos se aportan dataciones precisas para demostrar su posible correlación cronoestratigráfica, y aclarar su pertenencia a distintos dominios.

Pérez-López (1991) estudia el Triásico del sector central de la Cordillera Bética, y aunque parte de las hipótesis de los anteriores autores, aporta dataciones que demuestran que el Muschelkalk del tipo Prebético de Busnardo (op.cit.) o “Tipo I” de López Chicano y Fernández (op.cit.) corresponde a una unidad carbonática de edad Noriense, que posteriormente es definida como Formación Zamoranos (Pérez López et al., 1992). En cuanto al Muschelkalk del tipo Subbético o “Tipo II”, considera que tiene una edad Ladiniense medio-superior, y define con carácter informal la Formación Majanillos, para caracterizar los carbonatos de facies Muschelkalk de edad Ladiniense en el sector central de la Cordillera Bética.

### **Definición de formaciones para los carbonatos del Muschelkalk**

Las calizas de facies Muschelkalk afloran en las Zonas Externas de la Cordillera Bética, a lo largo de toda la Cordillera, desde la provincia de Alicante, hasta la provincia de Cádiz. Aparecen bien representadas en el sector central de la Cordillera (provincias de Jaén, Córdoba), en el sector oriental (provincia de Murcia) y en algunas zonas del



sector occidental (Málaga y Sevilla), con afloramientos de entidad menor en las provincias de Albacete, Alicante o Almería.

Los carbonatos de facies Muschelkalk han sido definidos con distintos nombres, pero en la mayoría de los casos como formaciones litológicas de carácter muy local. En alguna ocasión, incluso, los carbonatos han sido incorporados como unidad litológica dentro de una formación que se ha definido para el Triásico de una región, como es el caso de la Formación Hornos-Siles (López Garrido, 1971). Esta fue definida para la Zona Prebética entre las poblaciones Hornos y Siles, y comprende rocas de facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper. Solamente, Busnardo (1975) y Pérez López (1991) definen una formación para los carbonatos del Muschelkalk con carácter general. Pérez-López (1991) define de manera informal la Fm. Majanillos para los carbonatos de facies Muschelkalk que afloran en todo el sector central de la Zona Subbética.

Al abordar, en el presente trabajo, el estudio de las rocas de facies Muschelkalk se ha planteado, precisamente, hacer una estratigrafía para estos carbonatos que pueda ser aplicada en el ámbito de todas las Zonas Externas, en la medida de lo posible. Así pues, partiendo de la caracterización de la Formación Majanillos, se han hecho extensibles todos los rasgos de esta formación en toda la zona estudiada, y se han marcado nuevas pautas para su caracterización. De esta manera, se ha visto la oportunidad de replantear la definición de una formación para los carbonatos de facies Muschelkalk de las Zonas Externas, en un área tipo adecuada.

Debido a las diferencias existentes en las características litológicas y en el espesor de los carbonatos de facies Muschelkalk en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, se justifica la definición de más de una unidad litoestratigráfica para referirse al Muschelkalk de la Cordillera Bética. Por lo tanto, se han definido dos unidades litoestratigráficas que comprenden toda la variabilidad litoestratigráfica existente en los carbonatos del Muschelkalk que afloran en las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Estas unidades litoestratigráficas coinciden con dominios paleogeográficos distintos, que se situaron: uno en una zona muy proximal del Paleomargen Sudibérico y otro en una zona más distal o externa.

Para la definición de estas formaciones se ha trabajado en dos regiones principales dentro de la zona de estudio: La zona prebética, en el área de Hornos-Siles, y la zona subbética de Cehegín. En el área de Hornos-Siles, dentro de la Zona Prebética, se ha llevado a cabo una revisión estratigráfica de los materiales del Triásico que afloran a lo largo de todo el valle comprendido entre el Embalse del Tranco de Beas y la localidad de Siles. También se han estudiado afloramientos en el borde de la Zona Prebética, y en los sectores de Riopar-Bogarra y de Pozo Alcón-Huesa. Es interesante destacar la existencia en Cambil (Jaén) de un afloramiento de calizas semejantes a las del Pozo Alcón-Huesa. Esta revisión estratigráfica, así como nuevos datos bioestratigráficos obtenidos a partir de fósiles y el estudio conjunto de todos los afloramientos, han permitido la realización de una nueva estratigrafía para la región de Hornos-Siles, basada inicialmente en los esquemas de López Garrido (1971) y Gil et al. (1987), pero con modificaciones notables.

El reconocimiento por separado de distintas unidades litoestratigráficas con rango de formación o de grupo, dentro de la Formación Hornos-Siles, justifica su separación y necesariamente implica una nueva definición de unidades litoestratigráficas. De igual manera, la nueva definición de unidades contempla la necesidad de establecer unas secciones tipo que caractericen todo el Triásico de la Zona Prebética. De esta forma, se propone el nombre de **Formación Siles** para asignar a *los carbonatos de facies Muschelkalk que afloran en la Zona Prebética, de relativa poca*

*potencia y de naturaleza más margosa, que se depositaron en la zona más próxima al Paleomargen Sudibérico.*

Respecto a los carbonatos de facies Muschelkalk situados en posiciones más externas en el Paleomargen Sudibérico, actualmente en relación con unidades de la zona Subbética, la nueva formación que se propone se justifica por la necesidad de situar el área tipo en el sector oriental de la Cordillera (noroeste de la provincia de Murcia), donde afloran extensamente carbonatos del Muschelkalk, y donde se presentan diversas secciones estratigráficas que definen y caracterizan mejor estos carbonatos, muchas de ellas correlacionables litológicamente con las secciones del sector central de la Cordillera. De esta manera, se define la **Formación Cehegín** como una formación que sustituye a la Formación Majanillos (Pérez López, 1991), que pueda servir de referencia para todos los afloramientos de facies Muschelkalk de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, fuera de la Zona Prebética. En este sentido, en la caracterización de esta formación se destaca la importancia de la definición de varios hipostratotipos situados en el sector central de la Cordillera para la caracterización de estos carbonatos del Triásico Medio en toda la Cordillera Bética.

## **La Formación Siles**

### ***Rasgos generales***

Los carbonatos del Muschelkalk afloran en regiones amplias dentro de la zona Prebética. Sus características litológicas son muy constantes en todos los afloramientos desde el Sector de Pozo Alcón-Huesa, hasta el Sector de Riopar-Bogarra, estando mejor desarrolladas en la región de Hornos-Siles. Los afloramientos estudiados se sitúan en el sector de Hornos-Siles (II), Riopar-Bogarra (III), Huesa-Pozo Alcón (I) y Embalse del Talave (B) (fig. 14)

Uno de los objetivos del presente trabajo ha sido el de verificar la existencia de los tres tramos de calizas del Muschelkalk intercalados entre facies detríticas descritas por López-Garrido (1971), Márquez-Aliaga et al., (1986) Gil et al. (1987) y Fernández et al. (1994) en el área de Hornos-Siles. Tras el estudio sistemático de gran parte de los afloramientos que aparecen en esta región, y de otros afloramientos similares situados en los sectores de Pozo Alcón-Huesa y Riopar-Bogarra, se ha visto que en todos los casos existe una sola intercalación de calizas, situada entre los materiales del Buntsandstein (Fm. Arroyo Molinos) y del Keuper (Grupo Keuper de Jaén). La aparición de varios tramos alineados de calizas del Muschelkalk puede llevar a la confusión de que pueda tratarse de varias intercalaciones. No obstante, por un lado, la mala calidad de los afloramientos, que no permiten ver con claridad los límites de los carbonatos, y por otro, la existencia de fenómenos tectónicos diversos, permiten explicar la aparición de varias alineaciones mediante procesos de tectónica compresiva (cabalgamientos y pliegues recumbentes) y distensiva (fallas normales). Todos estos procesos tectónicos han sido observados en el área de Hornos-Siles.

La Formación Siles ha sido definida usando las reglas propuestas en la Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg, 1980, versión en castellano de la primera edición, y Reguant y Ortiz, 2001, versión abreviada en castellano de la segunda edición). El área tipo de la Formación Siles corresponde a todo el sector de Hornos-Siles, desde el Embalse del Tranco de Beas, hasta los últimos afloramientos situados al noreste de Siles. Se han levantado cuatro secciones, de las que una corresponde al holoestratotipo

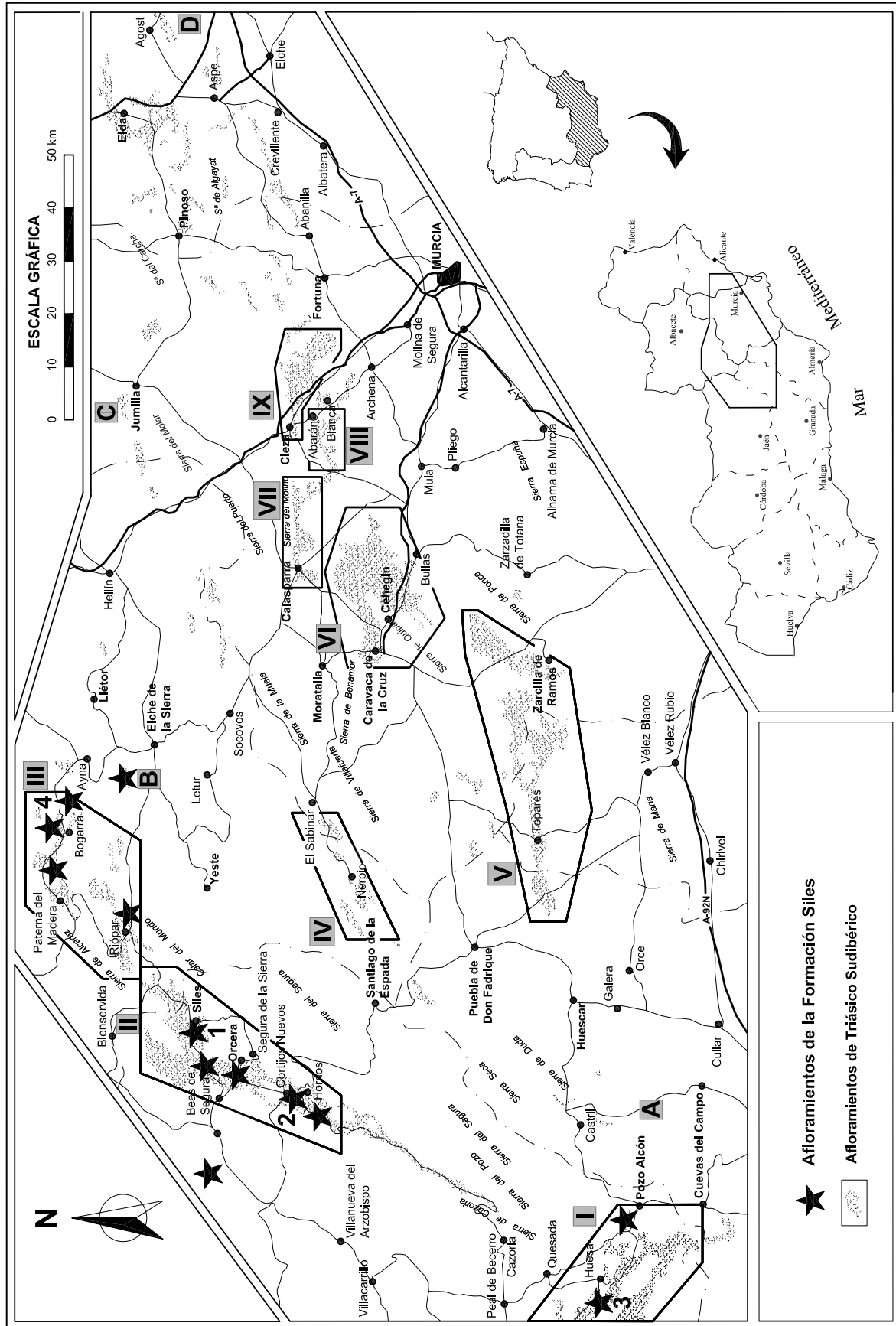


Fig. 14. Situación geográfica de los afloramientos de la Formación Siles en la zona de estudio. Secciones estratigráficas: 1. Sección SIL-1 (Siles). 2. Sección CJN-1 (Cortijos Nuevos). 3. Sección RH-1 (Huesca). 4. Sección POT-1 (Bogarra)

(sección de Siles), otra constituye un paraestratotipo que complementa las características de la sección tipo (sección de Cortijos Nuevos), y las otras dos restantes constituyen hipoestratotipos, que extienden la formación fuera del área tipo de Hornos-Siles (secciones de Huesa y Bogarra).

La Formación Siles se extiende por todo lo que geológicamente sería el arco de Cazorla, desde el extremo nororiental (sector de Riopar-Bogarra), hasta el extremo más meridional (sector de Huesa-Pozo Alcón), teniendo su máxima representación en la zona central del arco (sector de Hornos-Siles). Muestra poca variabilidad de facies, sin embargo en el sector de Riopar-Bogarra, la Formación Siles tiene unas características peculiares debido a que muestra un alto grado de dolomitización, junto con un alto contenido en materiales margosos. De especial interés es el afloramiento situado en las cercanías de Cambil (Jaén), en plena zona Subbética, y que será objeto de un estudio más detallado en apartados posteriores.

Desde el punto de vista litológico, la Formación Siles tiene una potencia media de unos 35 metros, aunque puede variar de 15 a 70 metros. Se puede dividir en dos miembros, que responden a distintas características litológicas. El miembro inferior está formado por dolomías, margas y calizas laminadas a veces lajosas, que muestran depósitos y estructuras de tormentas (*tempestitas*, *pot* y *gutter cast*), mientras que el miembro superior está formado por calizas nodulosas o con estructura arriñonada y margas, de aspecto tableado y con frecuentes intercalaciones de niveles bioclásticos producidos por tormentas. Ambos miembros están separados por una superficie de discontinuidad que se manifiesta de diversas maneras según la sección estratigráfica.

La edad de la Formación Siles se ha obtenido a partir de asociaciones de bivalvos, foraminíferos, conodontos, ammonoideos y polen, que dan una edad Ladinense.

### ***Holoestratotipo***

La Formación Siles toma su nombre de la localidad de Siles (Jaén). En las cercanías de Siles existen buenos afloramientos de las calizas del Muschelkalk, uno de los cuales constituye la sección tipo de la formación. Además, el propio pueblo de Siles se construye sobre rocas carbonatadas de facies Muschelkalk que son la prolongación nororiental del afloramiento donde se ha levantado la sección tipo.

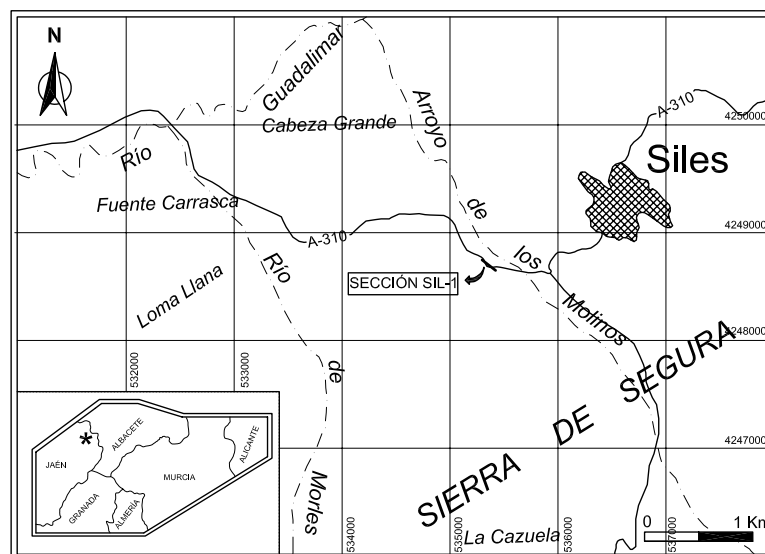


Fig. 15. Situación geográfica de la Sección Tipo de la Formación Siles (sección SIL-1)

*Sección de Siles (SIL-1)*

Esta sección estratigráfica se encuentra en el talud de la carretera que une las localidades de Siles y Puerta del Segura (provincia de Jaén) aproximadamente a un kilómetro antes de llegar a la población de Siles, en las inmediaciones del Arroyo de los Molinos, donde se ha definido la Formación Arroyo Molinos (fig. 15). El acceso es justamente a través de la citada carretera, y la sección se ha levantado de forma compuesta, en distintos tramos a lo largo de 200 metros, debido a las condiciones de observación del afloramiento. El afloramiento se sitúa al oeste de la población de Siles,. Las coordenadas UTM del muro son: 535200, 4248600.

Se ha considerado esta sección como la más representativa de los carbonatos de facies Muschelkalk que afloran en todo el valle de Hornos-Siles, por presentar unas buenas condiciones de afloramiento, accesibilidad, y por estar bien representados los contactos inferior y superior con las facies detríticas del Buntsandstein y Keuper respectivamente. Por estas razones se propone como holoestratotipo de la Formación Siles.

Este afloramiento fue inicialmente estudiado por López-Garrido (1971), e incluido dentro de la Formación Hornos-Siles, que comprende también facies Buntsandstein y Keuper y que fue definida en ese trabajo. Posteriormente ha sido citado como consecuencia de hallazgos paleontológicos (ej. Márquez-Aliaga, et al., 1986) o desde el punto de vista de la estratigrafía del Triásico del Prebético (Gil et al., 1987; Fernández et al., 1994).

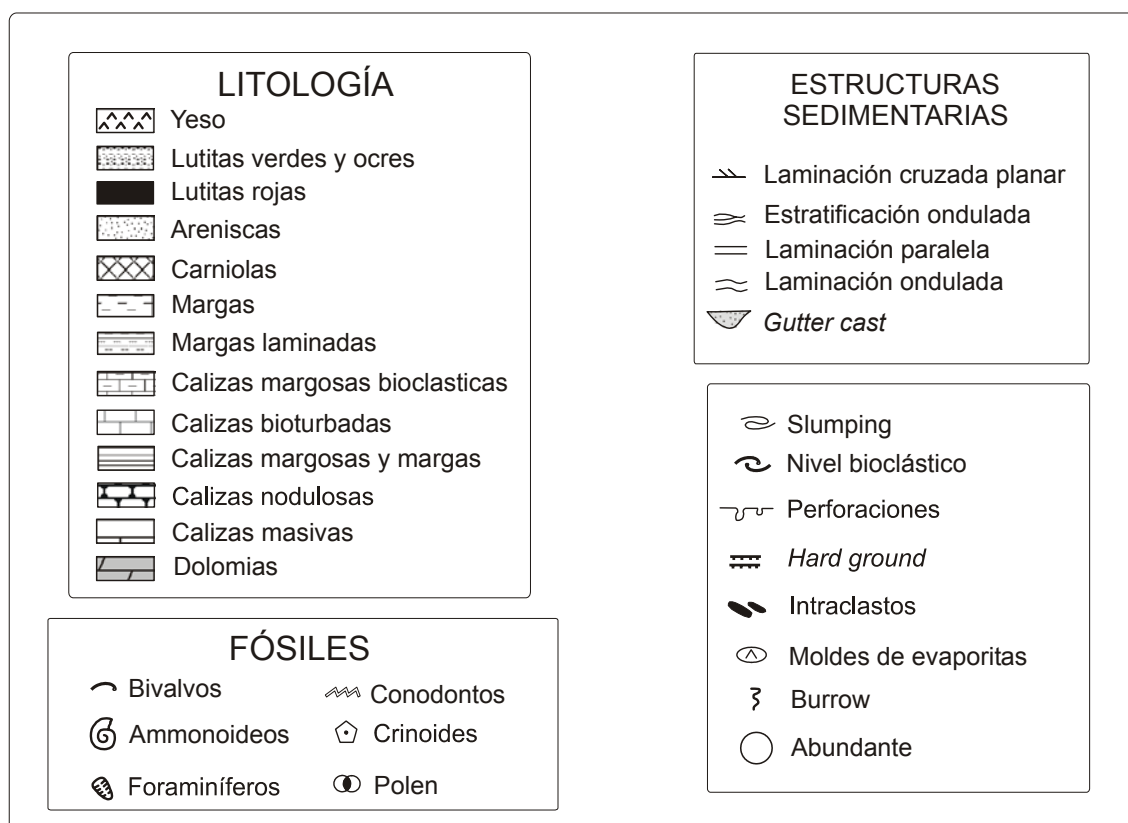


Fig. 16. Leyenda de los materiales carbonáticos de facies Muschelkalk.

Como se ha referido, se sitúa sobre los materiales detríticos del Buntsandstein de la Formación Molinos, y está compuesta por dos miembros litológicos (fig. 17). El

miembro inferior está formado por dolomías en la base, con estratificaciones y laminaciones cruzadas, que pasan hacia arriba a calizas margosas estratificadas finamente (marcadamente lajosas), con estratificaciones onduladas y frecuentes estructuras de tormentas (gutter cast, pot cast y tempestitas). Este miembro es el que mejor se preserva en los afloramientos, y suele caracterizarse por el desarrollo de las calizas margosas lajosas. El miembro superior de la sección se sitúa sobre un nivel de hard ground, con costras de hierro, y está dominado por calizas margosas, tableadas, con intercalaciones de niveles bioclásticos (tempestitas), y frecuentes bioturbaciones, que dan un aspecto de caliza “arriñonada”. El tránsito a la facies Keuper se realiza mediante niveles muy margosos, con esporádicos niveles bioclásticos muy finos, originados por tormentas.

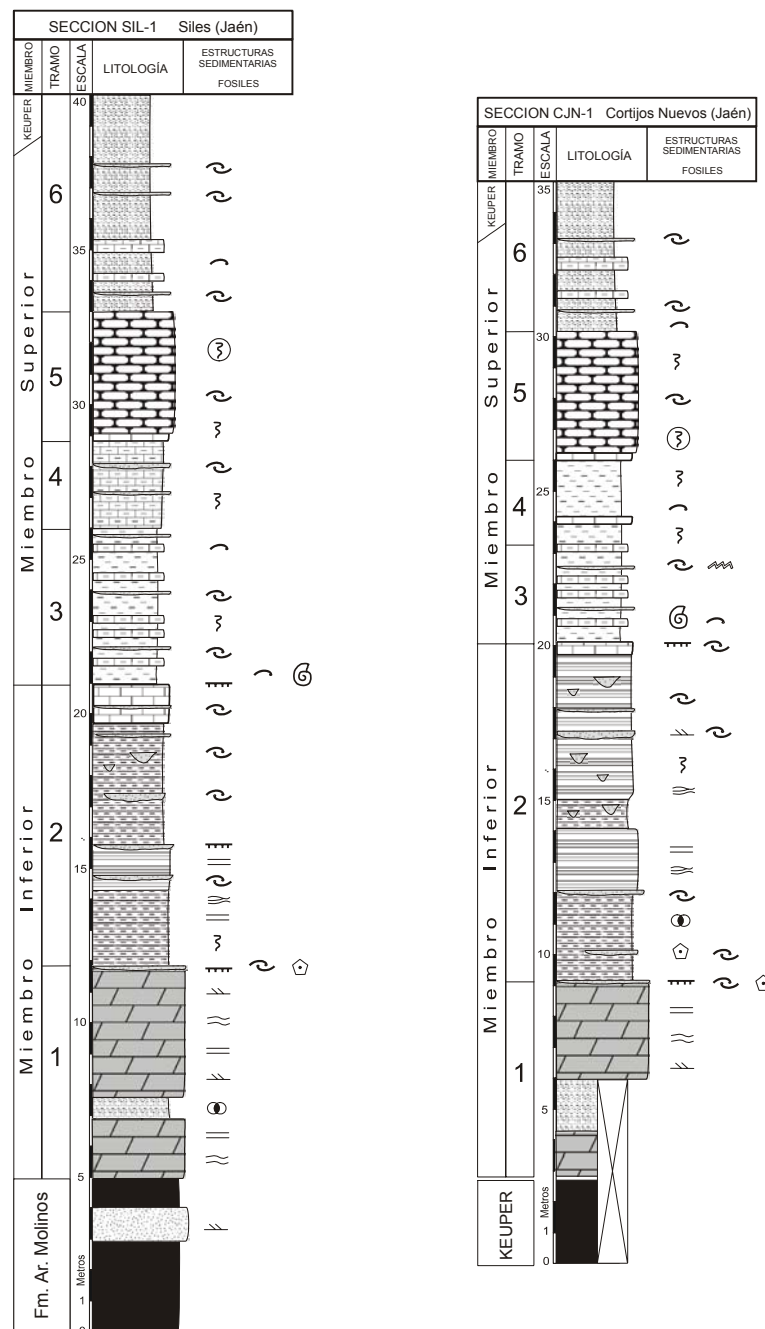


Fig. 17. Secciones estratigráficas de los carbonatos de la Formación Siles. Siles (SIL-1) y Cortijos Nuevos (CJN-1). La leyenda se encuentra en la figura 16.

## ***Paraestratotipo***

### *Sección de Cortijos Nuevos (CJN-1)*

La sección de Cortijos Nuevos se encuentra a un kilómetro al sur de la población de Cortijos Nuevos, y se puede seguir al lado de la carretera que se dirige a Hornos (fig. 14).

Desde el punto de vista litológico, es muy similar a la sección de Siles, pudiéndose correlacionar perfectamente por tramos litológicos. La base de la sección no se encuentra expuesta en el corte de la carretera, aunque lateralmente aparece el primer banco de dolomías sobre unas lutitas rojas. La naturaleza del contacto no ha podido ser determinada, debido a las condiciones de afloramiento y podría corresponder a un contacto mecánico.

El miembro inferior se encuentra muy bien expuesto en la curva de la carretera, donde además se observan frecuentes estructuras de *gutter cast*. El miembro superior está algo peor expuesto, pero se puede ver bien a lo largo de la carretera y de un camino que parte de la siguiente curva, justo antes de llegar a Cortijos Nuevos, donde están bien desarrollados los tramos de calizas bioturbadas (fig. 17).

Esta sección también fue estudiada por López Garrido (1971) y citada en los trabajos de Márquez Aliaga et al. (1986), Gil et al. (1987) y Fernández et al. (1994). En todos estos casos, este afloramiento se ha considerado como la segunda intercalación de las tres de calizas del Muschelkalk.

## ***Hipoestratotipos***

Se han levantado dos secciones estratigráficas de la Formación Hornos-Siles, alejadas del área tipo, que tendrían un rango de hipoestratotipos (GEI, 1980) y que permiten extrapolar el nombre de la formación fuera del área tipo.

Estas secciones estratigráficas se sitúan en ambos extremos del arco de Cazorla, en las cercanías de Huesa por el extremo suroeste, y en las inmediaciones de Bogarra por el extremo noreste. De esta manera, se completa la definición de la Formación Siles, extendiéndola para todo el ámbito de la zona Prebética y áreas adyacentes.

### *Sección de Huesa (RH-1)*

Se encuentra a 2.5 kilómetros al oeste de Huesa, en el paraje conocido como Las Cabañas, y justo al norte de Rambla Honda (fig. 18). El acceso se realiza mediante la carretera que va desde Huesa a la Estación de Huesa, partiendo de Huesa, o por la antigua carretera que va desde Pozo Alcón a Huesa, en la dirección de Huesa. Las coordenadas UTM del muro de la sección son: 490850, 4179680.

Esta sección forma parte de una sucesión continua de materiales del Triásico, en posición invertida, que comienza con rocas detríticas del Buntsanstein (Fm. Arroyo Molinos), por debajo de los carbonatos de la Fm. Siles, y del Keuper por encima (K1-K2-K3).

En esta sección estratigráfica está especialmente bien representado el miembro inferior, que muestra unas excelentes condiciones de observación y una gran variedad de estructuras debidas a tormentas (*gutter y pot cast*) y a bioturbaciones, en especial de *Rhizocoralium* (fig. 20). El miembro superior está menos desarrollado, pero está muy

bien caracterizado por la presencia de niveles más margosos y de calizas bioclásticas con abundantes bivalvos. El paso a la facies Keuper se realiza de modo gradual, apareciendo algunas intercalaciones de lutitas rojas en la parte final del Muschelkalk.

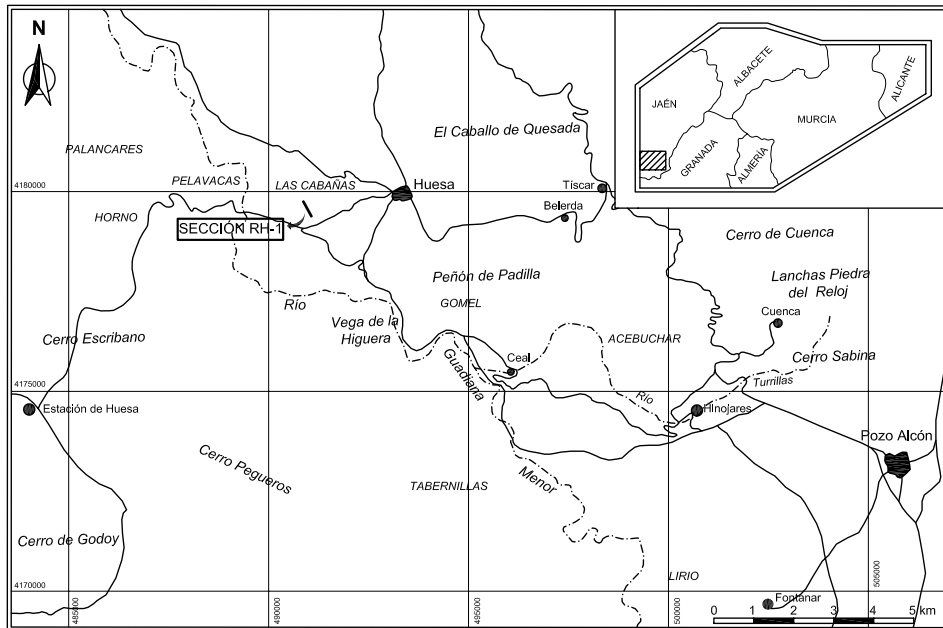


Fig. 18. Situación geográfica de la sección RH-1 (Huesa)

#### *Sección de Bogarra (Potiche) (POT-1)*

Se encuentra a 1.5 kilómetros al ENE de la aldea de Potiche (Albacete), situada a 4 kilómetros al ESE de Bogarra (Albacete). Se ha levantado en las cercanías del Caserío El Galapagar, justo al lado de la carretera que va desde Potiche hacia la carretera que une Liétor y Bogarra (fig. 19).

La sección POT-1 está caracterizada por la alta dolomitización que presentan los materiales carbonatados, lo cual implica que los restos fósiles y las estructuras sedimentarias son escasas y han quedado poco preservadas. Sin embargo, se han podido caracterizar todos sus tramos litológicos, reconociéndose los dos miembros descritos para esta formación (fig. 20). La potencia total de la sección es de 37 metros, y se sitúa por encima de los materiales detríticos rojos de la Formación Arroyo Molinos, en continuidad estratigráfica. Por encima, los materiales de la Formación Siles pasan a materiales detríticos de facies Keuper, que también se encuentran en continuidad estratigráfica. Lo más característico de esta sección estratigráfica es la presencia de margas blancas, a veces de aspecto masivo, y otras con aspecto lajoso, que alternan con bancos dolomíticos, que en ocasiones muestran aspecto noduloso, con preservación de trazas fósiles aisladas (*Planolites* y *Rhizocorallium*) y algunos niveles de aculumación de tormentas donde se pueden reconocer bivalvos, fundamentalmente *Enantiostreon* y *Placunopsis*. También ha sido de gran interés el hallazgo de dos ejemplares de ammonoideos, actualmente en estudio, para establecer correlaciones con otras secciones de la Formación Siles y de la Formación Cehegín.



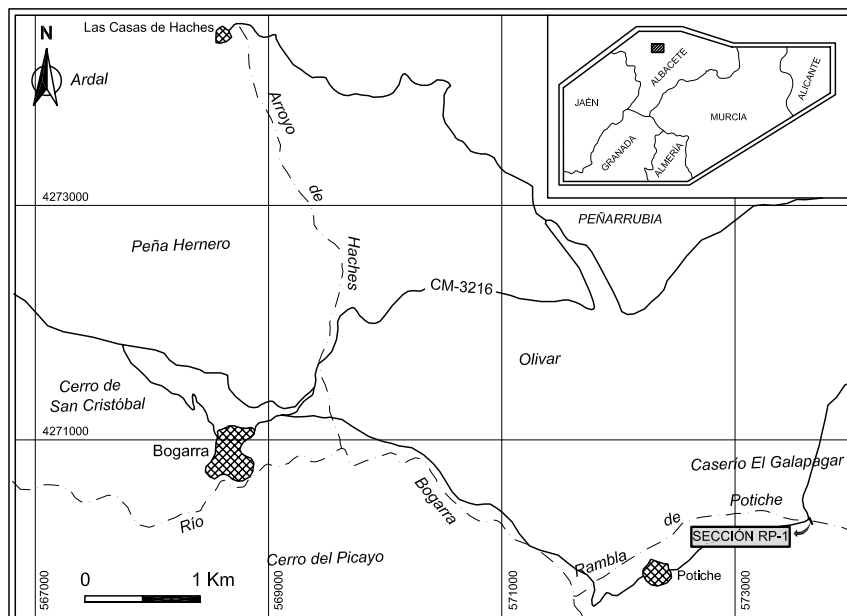


Fig. 19. Situación geográfica de la sección POT-1

### *Afloramientos de la Formación Siles*

Los afloramientos de la Formación Siles se encuentran en los siguientes sectores.: Sector de Huesa-Pozo Alcón (I), sector de Hornos-Siles (II), Sector de Riopar-Bogarra (III), Sector del Embalse del Talave (B) (fig. 14) y en la zona de Cambil, fuera del área de estudio. Además de los sectores donde se han levantado las secciones estratigráficas correspondientes al holoestratotipo, paraestratotipo (sector de Hornos-Siles) e hipoestratotipos (Sectores de Huesa-Pozo Alcón y Riopar-Bogarra, se han realizado observaciones en otras áreas donde afloran materiales de la Formación Siles, con el objeto de caracterizarla mejor en diversos aspectos, tanto estratigráficos y bioestratigráficos, como tectónicos o de estructuración.

#### *Sector de Hornos-Siles*

Este sector ha sido el mejor estudiado, por ser el área tipo de la Formación Siles, y comprender el holoestratotipo y el paraestratotipo. Sin embargo, además de estas dos secciones, se han estudiado otros afloramientos comprendidos en este sector, que han servido para complementar los datos de las secciones tipo, y en algunos casos, para aportar valiosos datos bioestratigráficos. También se han realizado observaciones tectónicas, que han servido para caracterizar la tectónica de la región y entender las relaciones existentes entre las diversas repeticiones de la Formación Siles.

En primer lugar, se han caracterizado estratigráficamente diversos afloramientos de carbonatos del Muschelkalk repartidos por todo este sector, teniendo en cuenta las características de las secciones tipo de la Formación Siles, para su correlación litoestratigráfica. Los afloramientos estudiados son los siguientes, de sur a norte: Río Hornos, Carretera Cortijos Nuevos-Hornos, El Sombrero y sur de Cabeza Grande.

En todos los casos se ha confirmado la existencia de un único banco de calizas de la Fm. Siles, por correlación litoestratigráfica tramo por tramo entre los distintos afloramientos y por datos bioestratigráficos a partir de muestras recogidas. En el afloramiento del Río Hornos, se ha recogido un ejemplar del ammonoideo *Gevanites*

*epigonus* Parnes, que indica una edad Ladinense superior (Longobardiense inf.). La asociación de bivalvos es equivalente en todos los tramos, aunque muchas veces los muestreos de los bivalvos de la parte superior de la formación Siles se han hecho en los campos arados, que es el tramo que más fósiles contiene y el que peor aflora.

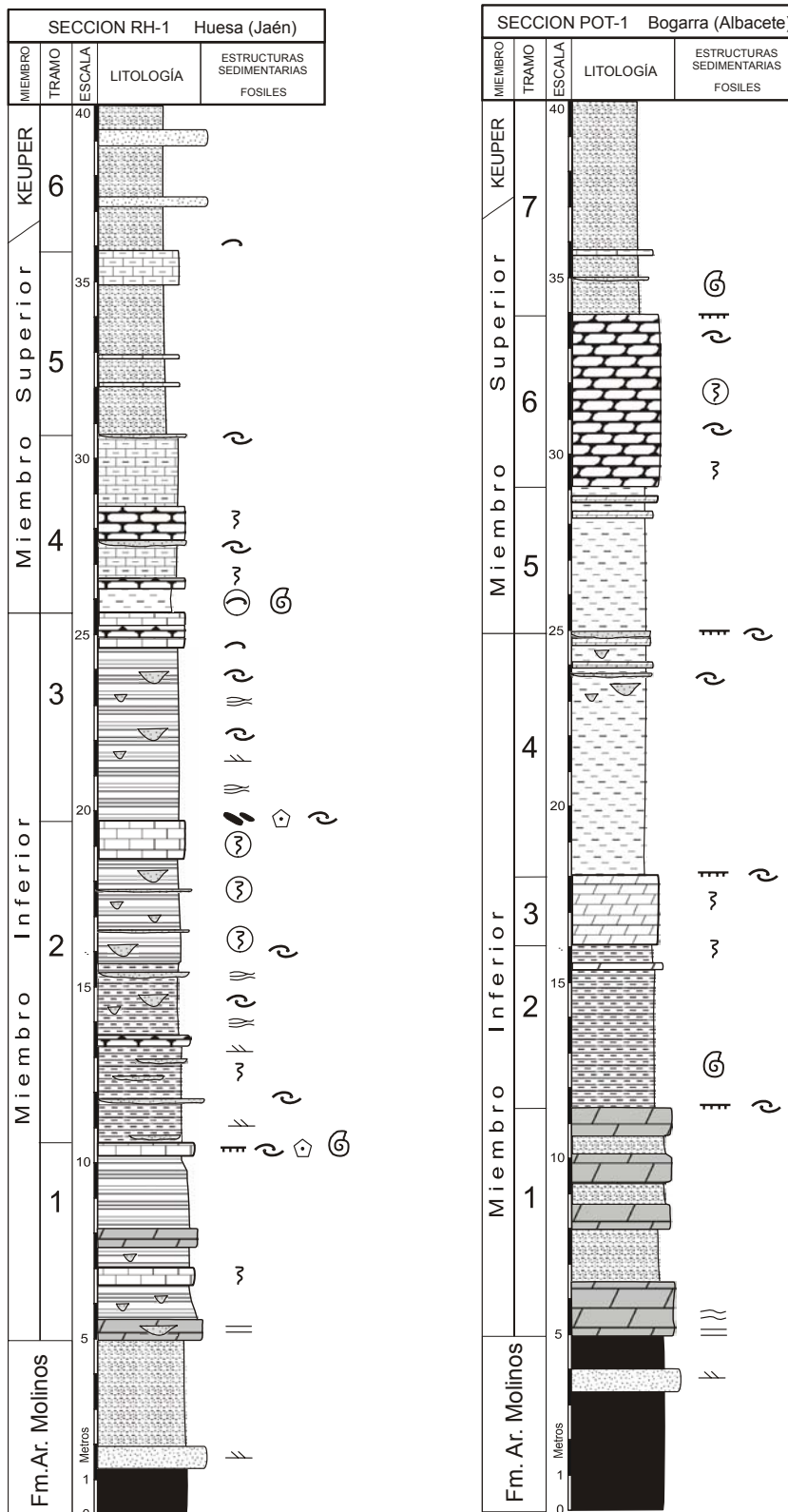


Fig 20. Secciones estratigráficas de la Formación Siles en Huesa (RH-1) y Bogarra (POT-1)

En segundo lugar, se han hecho observaciones sobre el techo y el muro de las distintas “intercalaciones” de calizas del Muschelkalk, y se ha observado que en bastantes ocasiones existen contactos mecánicos, sobre todo en el muro. De esta manera se han observado distintos mecanismos tectónicos que producen la repetición de unidades. En todos los casos, debido a la semejanza litológica entre el Buntsandstein y el Keuper, y a la mala calidad de los afloramientos, siempre cubiertos o arados, es muy difícil saber si las formaciones litológicas en contacto con las calizas del Muschelkalk pertenecen a una u otra facies, cuando el contacto es mecánico. En estos casos las observaciones se han apoyado por dataciones palinológicas, solamente cuando las asociaciones de polen ha dado una edad suficientemente precisa, que indican la atribución a una u otra facies.

En el afloramiento del Río Hornos se observan dos alineaciones de calizas del Muschelkalk, que podrían corresponder a dos intercalaciones. Sin embargo, el estudio detallado permite observar que la banda más occidental corresponde al flanco inverso de un anticlinal tumbado, vergente hacia el ONO, mientras que la banda oriental corresponde al flanco normal. En el caso del Cerro del Sombrero, en Orcera, el dispositivo es diferente, puesto que se observan tres bandas de carbonatos con la misma polaridad sedimentaria. En este caso lo que se observa es un cabalgamiento dentro de las facies arcillo-yesíferas (miembro gris) de la Formación Molinos (Buntsandstein), sobre materiales detríticos similares del Keuper (datados como Karniense). A su vez, este cabalgamiento está afectado por fallas normales, que producen una nueva repetición.

#### *Sector de Riópar-Bogarra*

En este sector afloran materiales de la Formación Siles que presentan ciertas peculiaridades, y que han servido para caracterizar la variabilidad de facies que puede tener lateralmente esta formación (sección de Bogarra). Igualmente se han realizado observaciones tectónicas que permiten obtener conclusiones similares a las del sector de Hornos-Siles. Los afloramientos estudiados han sido: Riópar y al este del Cerro Ardal (Bogarra).

El afloramiento de Riópar está situado 1 kilómetro al este del pueblo de Riópar, y constituye una alineación este-oeste, paralela a la carretera que va hacia Alcaraz. Estos carbonatos también se han podido correlacionar litológicamente con los que afloran en el sector de Hornos-Siles, si bien presentan un mayor grado de dolomitización en algunos tramos, y a veces destacan sobre todo las calizas margosas lajosas. Se ha levantado una sección estratigráfica, para su caracterización y correlación, y también se han obtenido datos bioestratigráficos (fig. 21). En conclusión, se trata de los mismos materiales, con características litológicas semejantes y de la misma edad, por lo que se incluyen dentro de la Formación Siles. Respecto a la estructura, no se han podido realizar observaciones interesantes debido a las condiciones de afloramiento.

El afloramiento de Bogarra se sitúa al sureste del Cerro Ardal, al noreste de Bogarra, en las cercanías del Arroyo de Haches (fig. 19). Se trata de los mismos materiales de la Formación Siles que afloran en Riópar, aunque presentan todavía un mayor grado de dolomitización que los afloramientos de Riópar. Sin embargo, a pesar de la dolomitización, las características estratigráficas permanecen visibles, y permiten su correlación litológica. En este lugar ha sido posible la realización de observaciones tectónicas que permiten obtener conclusiones sobre la tectónica de la región. En este sector se han observado gran cantidad de pliegues tumbados o muy verticalizados y

muy apretados, que producen la repetición de los materiales del Muschelkalk. Además, también se han encontrado fallas inversas y cabalgamientos, que son los responsables del truncamiento de las series del Keuper, y de las repeticiones de materiales del Muschelkalk.

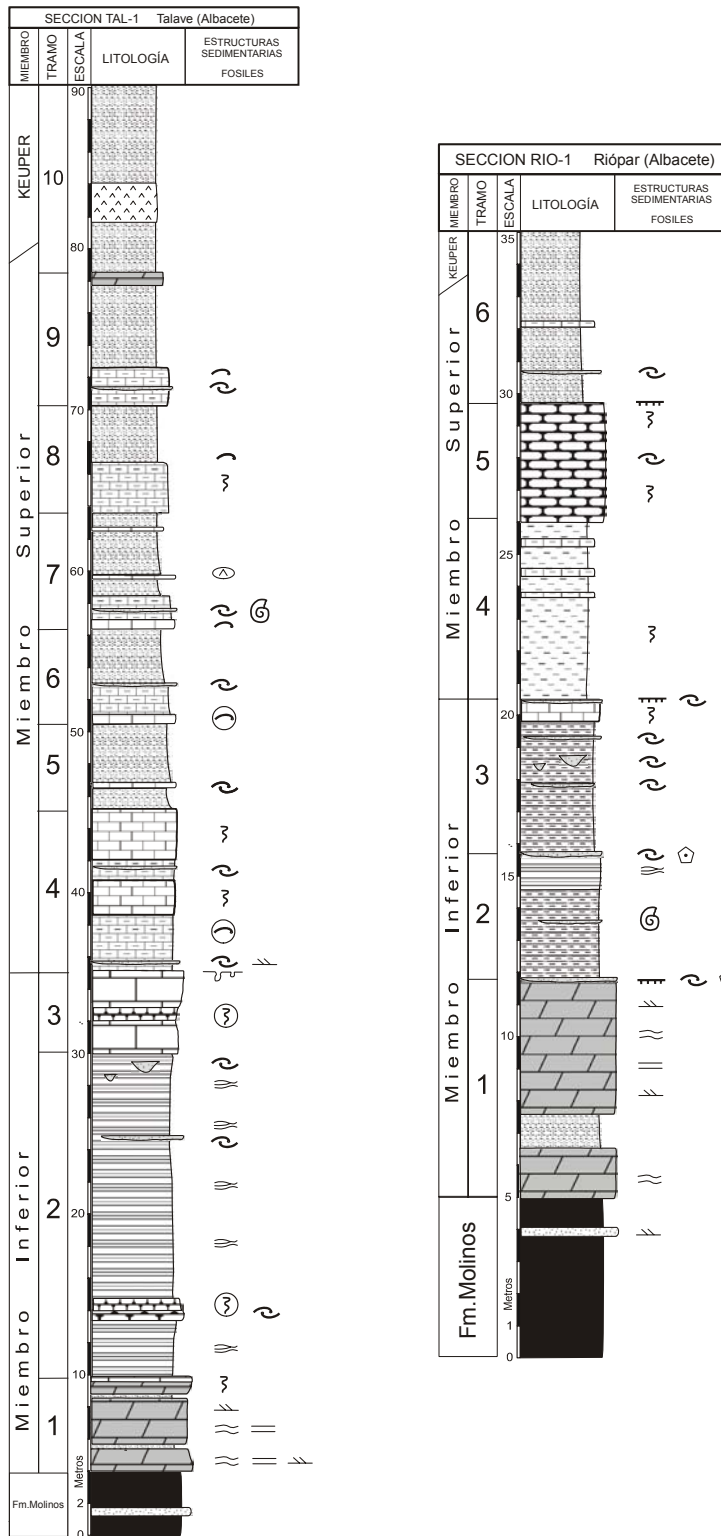


Fig. 22. Secciones estratigráficas de la Formación Siles en Riópar (RIO-1) y Talave (TAL-1)

### *Sector de Huesa-Pozo Alcón (Río Turrillas)*

En este sector existen dos afloramientos con calizas de la Formación Siles. Uno de ellos, el situado al oeste de Huesa, corresponde a un hipoestratotipo de la Fm. Siles (Sección RH-1), y ha sido descrito en un apartado anterior. El otro afloramiento se sitúa al noroeste de Pozo Alcón, está atravesado por el Río Turrillas y cruzado por la carretera que va hacia Tíscar (fig. 14).

El afloramiento de Huesa corresponde a una intercalación de calizas de facies Muschelkalk entre materiales del Buntsandstein y del Keuper, y pertenecen a una serie invertida rodeada por materiales arcillo-yesíferos brechoides, que muestra una continuidad lateral de unos 500-600 metros.

Sin embargo, en el área de Pozo Alcón afloran extensamente carbonatos de facies Muschelkalk, también junto con materiales del Buntsandstein y del Keuper. Las características de los carbonatos permiten incluirlos dentro de la Formación Siles, puesto que muestran todos sus tramos litológicos y tienen potencias similares, además de presentar las mismas características litológicas y fauna. El afloramiento es muy complejo desde el punto de vista estructural, puesto que está afectado por gran cantidad de pliegues y fallas. Sin embargo, al igual que ocurre con los sectores anteriores, dominan los pliegues tumbados, con un flanco inverso, y en algunos casos ambos flancos invertidos. Estos pliegues están cortados por fallas que pueden ser normales, de salto en dirección o inversas (*mapa geológico F, Anexo*).

Una importante observación que se puede hacer para este sector es que en este afloramiento también se ha claramente reconocido una única intercalación de carbonatos, que está entre las facies detríticas del Buntsandstein (Fm. Arroyo Molinos) y las facies detríticas de formaciones del Grupo Keuper de Jaén. Las repeticiones que pueden existir se deben a causas tectónicas.

### *Sector del Embalse del Talave*

Al norte del Embalse del Talave, 7 kilómetros al sureste de Liétor, existe un importante afloramiento de rocas del Triásico, que es atravesado por el Barranco de Sójjar (fig. 14). En este sector afloran materiales del Buntsandstein (Fm. Arroyo Molinos), Muschelkalk y Keuper. Dada su posición más oriental respecto a los demás afloramientos de la zona Prebética, los materiales del Muschelkalk de este sector presentan unas características ligeramente distintas respecto a los afloramientos típicamente prebéticos, más cercanos al borde de la Meseta.

Se ha realizado una sección estratigráfica con el objeto de ver las diferencias y similitudes con las demás secciones de la Formación Siles (Sección TAL-1, fig. 21), y también porque este afloramiento es de gran valor para conocer la evolución de los carbonatos del Muschelkalk hacia posiciones más meridionales, donde afloran ampliamente las facies Muschelkalk (Formación Cehegín).

Los carbonatos del Muschelkalk tienen una potencia de 72 metros, y se disponen en contacto estratigráfico por encima de los materiales detríticos rojos de la Formación Arroyo Molinos (Buntsandstein). Desde el punto de vista litoestratigráfico las características litológicas permiten incluir estos carbonatos en la Formación Siles, y representan un paso intermedio entre esta formación y la unidad litoestratigráfica que representa a los carbonatos de facies Muschelkalk en zonas más meridionales, la Formación Cehegín. Se distinguen sus dos miembros, de los cuales el inferior está formado por dolomías en la base, y una alternancia de calcilitas y calizas margosas

con estructuras de tormentas (*pot* y *gutter cast* y tempestitas), que terminan en un paquete de caliza masiva con bioturbaciones en la base. En el techo de este tramo calizo se reconoce una superficie de discontinuidad, con perforaciones, que separa el miembro inferior del superior. El miembro superior está constituido por calizas margosas tableadas, que contienen intercalaciones de calizas bioclásticas (tempestitas) y niveles de calizas bioturbadas. Hacia arriba aparecen niveles de lutitas de colores verdes y rosados, con niveles bioclásticos intercalados, más frecuentes hacia el final de la sucesión, donde aparecen niveles de dolomías ocre y yesos, que corresponden a los primeros niveles de la facies Keuper

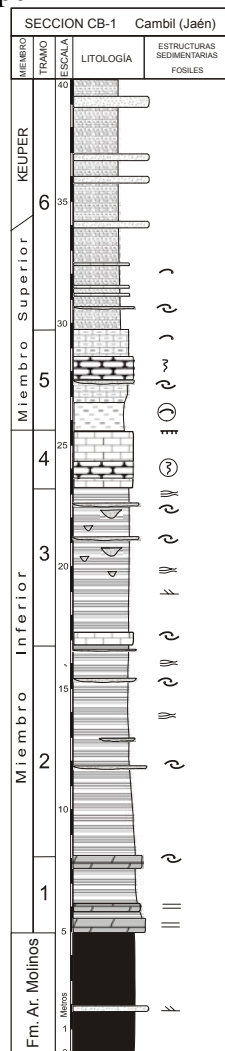


Fig. 22. Sección estratigráfica de los materiales de la Formación Siles en Cambil.

Por tanto, el estudio de este sector ha sido muy importante por constituir el único afloramiento que se sitúa entre los afloramientos de rocas del Triásico de la zona Prebética más próxima, y de las zonas más surorientales del Palemargen Sudibérico y los de la zona Subbética.

#### *Sector de Cambil (La Vegueta)*

El sector de Cambil, fuera de la zona de estudio de este trabajo, se encuentra un afloramiento de gran interés por estar constituido por rocas del Triásico que presentan

una estratigrafía típica de la Formación Siles, y está rodeado de unidades claramente pertenecientes a dominios subbéticos.

El afloramiento se encuentra a 1 km al sureste de Cambil. Está compuesto por materiales del Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper (K1-K2-K3), en sucesión estratigráfica y formando parte de una serie invertida. Se ha levantado una columna estratigráfica para los materiales de facies Muschelkalk (sección CB-1), que este sector tienen una potencia aproximada de 30 metros (fig. 22). Las características litológicas y los datos bioestratigráficos permiten atribuir esta formación a la Formación Siles, y se han diferenciado sus dos miembros. El miembro inferior está constituido por dolomías, calizas margosas y calcilutitas, con estructuras bioturbadas y frecuentes *gutter* y *pot cast*, que terminan en un paquete de calizas más masivas y muy bioturbadas. El miembro superior es muy poco potente en este sector, y se compone de unos pocos metros de calizas margosas con abundante fauna de bivalvos, que rápidamente dan paso a las facies Keuper.

En un trabajo de sedimentología, Pérez López (2001) señalaba que esta sección se situaría en zonas muy proximales del Paleomargen Sudibérico. Por lo tanto, todo apunta a que se trata de un afloramiento de la Formación Siles, si bien hay que señalar que en este mismo afloramiento aparecen carbonatos de la Formación Cehegín.

## La Formación Cehegín

### *Rasgos generales*

Los carbonatos de facies Muschelkalk que afloran en el sector central de la Cordillera Bética, fueron definidos informalmente por Pérez-López (1991) como Formación Majanillos, manteniendo la denominación inicial de López Chicano y Fernández (1988) para el sector central de la Cordillera. La dificultad de encontrar una sucesión realmente completa y representativa de estos carbonatos en el área tipo original de Majanillos, ha sido la causa por la que se eligió una sección tipo (sección de Salmerón de Cabra del Santo Cristo) fuera del área de Majanillos.

Con el estudio de estos carbonatos a lo largo de toda la Cordillera hasta el sector oriental, se ha comprobado que son bastante constantes en toda la Cordillera. Además, en el área de Cehegín (Murcia), donde afloran extensamente, existen varios cortes diferentes que caracterizan suficientemente las variaciones de estos carbonatos. A partir de estas nuevas observaciones, se plantea en este trabajo la definición formal de estos carbonatos de facies Muschelkalk que sirva para toda la Cordillera Bética, tomando como área tipo la de Cehegín (Murcia).

Los afloramientos estudiados se sitúan en los sectores de La Paca-Topares (V), Cehegín (VI), Calasparra (VII), S<sup>a</sup> del Oro-S<sup>a</sup> de Ricote (VIII) y Cieza-Abarán (IX) (fig. 23). En este trabajo se ha establecido como área tipo de la Formación Cehegín la zona comprendida entre Calasparra-Cehegín-Bullas-Cieza. En esta área se ha podido establecer la estratigrafía completa de esta formación. Para esta denominación se han seguido las normas que establece la Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg, 1980, versión en castellano de la primera edición, y Reguant y Ortiz, 2001, versión abreviada en castellano de la segunda edición), y se han levantado cuatro secciones estratigráficas, de las que una de ellas corresponde al holoestratotipo, y las otras tres son paraestratotipos que complementan las características de la formación. Además, se han estudiado numerosas secciones parciales para caracterizar algunos tramos.

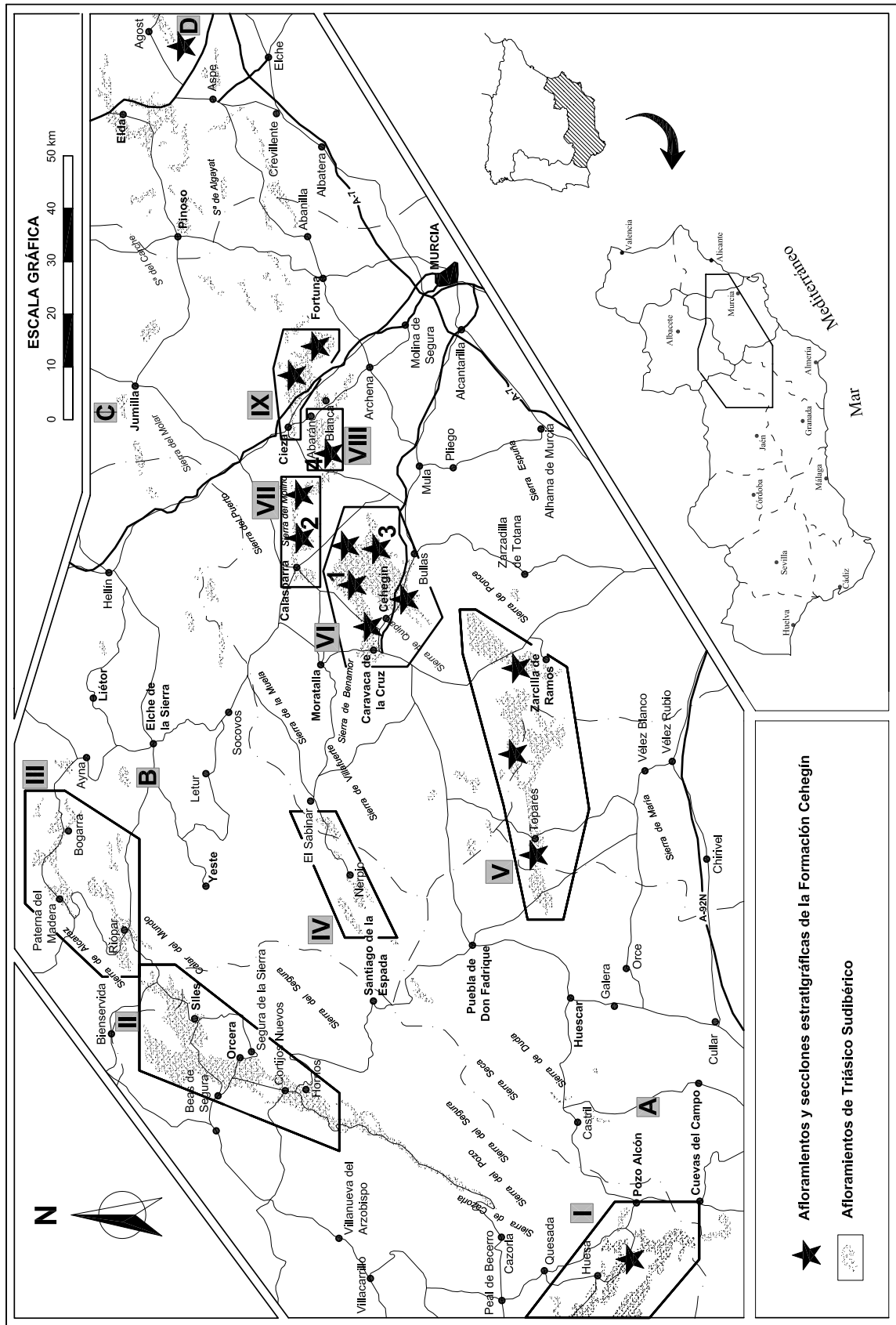


Fig. 23. Situación geográfica de los afloramientos de la Formación Cehegin. Se indica la situación de las secciones estratigráficas representativas. 1. Sección CN-1 (Canara). 2. Sección CL-1 (Calasparra). 3. Sección ARH-1 (Arroyo Hurtado) y 4. Sección SO-1 (Sierra del Oro).



Por otra parte, también se han levantado varias secciones estratigráficas alejadas del área tipo, que tendrían el rango de hipoestratotipos, y que complementan la información para extender la formación fuera del área tipo y generalizarla hasta el sector central de la Cordillera Bética. Estos hipoestratotipos se sitúan en áreas pertenecientes a la provincia de Jaén.

Desde el punto de vista estratigráfico, la Formación Cehegín se sitúa por encima de la Formación Arroyo Molinos en las zonas más noroccidentales (sólo se ha encontrado en el Sector de Calasparra), mientras que en áreas más meridionales se disponen sobre una unidad yesífera (muy difícil de situar estratigráficamente). Sobre la Formación Cehegín se sitúan los materiales detrítico-evaporíticos de facies Keuper en todos los sectores, que constituyen el Grupo Keuper de Jaén.

La Fm. Cehegín está compuesta, fundamentalmente por calizas grises de tonos oscuros y margocalizas. Se han diferenciado dos miembros litológicos principales. El miembro inferior está compuesto por uno a tres bancos masivos de carbonatos, de los cuales el primero suele ser dolomítico, con intercalaciones de calizas margosas, margocalizas y capas o depósitos de tormentas (*pot* y *gutter cast*, tempestitas) (miembro inferior). El miembro superior está compuesto por niveles de calizas tableadas bioclásticas o nodulosas, con variaciones en el grado de bioturbación. Hacia la parte alta, la sucesión termina con niveles dolomíticos-carniolares y yesos, entre lutitas y margas (miembro superior).

La edad, como se discutirá en el apartado de bioestratigrafía, ha podido ser determinada por asociaciones de ammonoideos, bivalvos, conodontos y foraminíferos como Ladiniense.

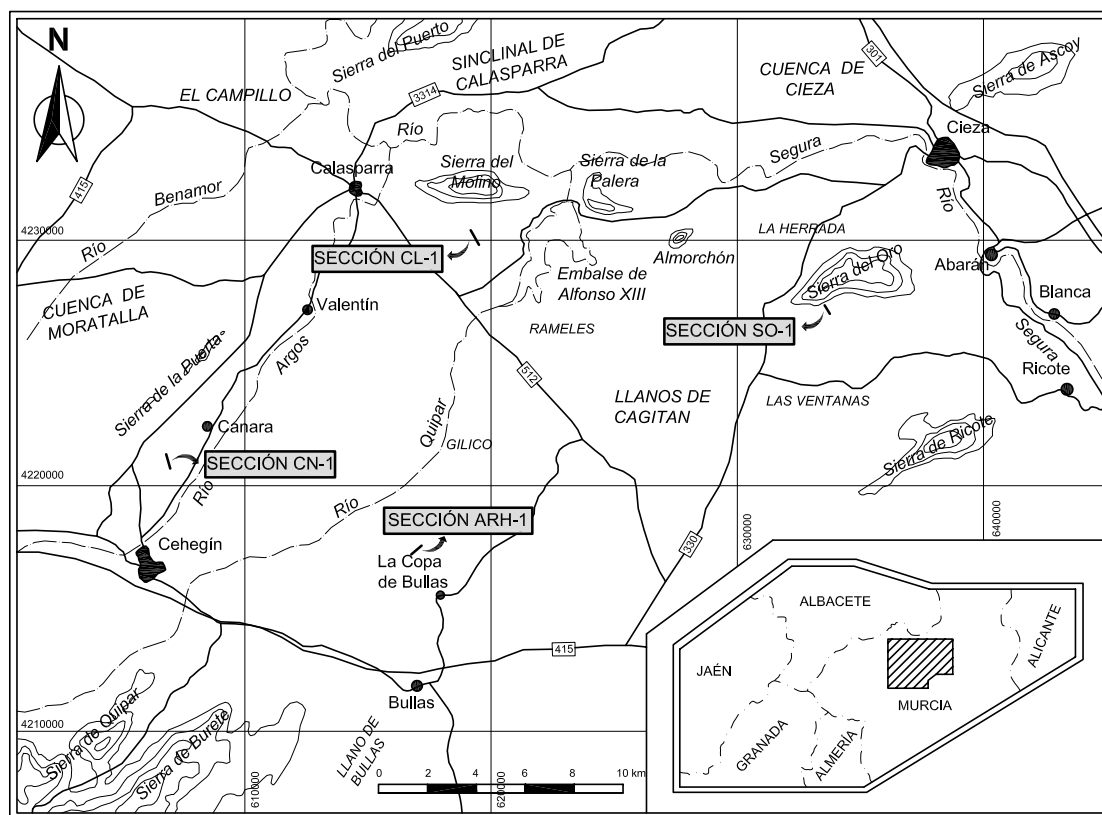


Fig. 24. Situación geográfica de las secciones de referencia para la Formación Cehegín.

### ***Holoestratotipo***

La Formación Cehegín toma su nombre de la población de Cehegín, situada en el noroeste de la Región de Murcia. Se ha elegido el nombre de Formación Cehegín debido a la gran cantidad de afloramientos de calizas del Muschelkalk que afloran en los alrededores de la población, donde ha sido definida el área tipo de los carbonatos de facies Muschelkalk. El holoestratotipo de la Formación Cehegín se encuentra en las inmediaciones de la población de Canara, cuatro kilómetros al norte de Cehegín.

#### *Sección de Canara (CN-1)*

Esta sección es la más cercana a la población de Cehegín. Se encuentra a un kilómetro al sur de la pedanía de Canara, y a cuatro al norte de Cehegín (fig. 24). La sección CN-1 se ha levantado en las inmediaciones de la Ermita de la Virgen de la Peña, concretamente en un barranco que se sitúa al oeste de dicha ermita. Se puede acceder a la sección por el camino de servicio de la Virgen de la Peña (IRYDA), que parte de la carretera local que une Cehegín y Calasparra, a la altura de la citada Ermita de la Virgen de la Peña. A unos dos kilómetros siguiendo esta carretera de servicio comienza la sección. Las coordenadas UTM del muro son: 606900, 4220800.

Se ha elegido la sección CN-1 como el holoestratotipo de la Formación Cehegín, por presentar excelentes condiciones de observación, especialmente para los tramos inferiores, buena accesibilidad y por constituir la sección más completa y menos deformada de todo el área tipo. Toda la sección se encuentra muy verticalizada y los tramos inferiores constituyen un escarpado relieve bien visible, donde se asienta la Ermita de la Virgen de la Peña de Canara. También presenta un contenido fósil abundante, especialmente de ammonoideos, que ha sido de gran utilidad para la correlación con otras secciones del área tipo y fuera del área tipo. Como antecedentes, hay que citar que algunos aspectos sedimentológicos de esta sección han sido tratados en Pérez-López et al. (2003) y Pérez-López et al. (2005, en prensa).

La sección CN-1 tiene aproximadamente 150 metros de potencia (fig. 25). El miembro inferior está constituido por tres bancos de calizas masivas (tramos 1, 3 y 5), que muestran una disposición estratodecreciente, siendo las potencias respectivas de los bancos 24, 5 y 1.5 metros. Entre los bancos de calizas masivas, que resaltan en el relieve, se encuentran intercalaciones de calizas de grano muy fino (calcilutitas) y calizas margosas, con estratificación ondulada y frecuentes estructuras y depósitos de tormentas. El miembro superior se sitúa sobre en nivel de involutínidos, y está constituido por una alternancia de calizas bioclásticas, bien estratificadas y de aspecto tableado y calizas bioturbadas, con aspecto arriñonado que también intercalan niveles bioclásticos. Hacia la parte media-superior de este miembro se encuentran dos intercalaciones de lutitas verdes y ocreas (tramos 10 y 12), con algunos niveles carniolares (tramo 12). Por encima de este tramo, aparecen todavía materiales marinos, con un nivel guía constituido por 2 metros de margas blanquecinas con una abundante fauna de bivalvos (*Gervillia jouleaudi*), y sobre todo, ammonoideos. Al final de la sección se produce un tránsito gradual a la facies Keuper, y van apareciendo niveles de dolomías ocreas y de yesos.

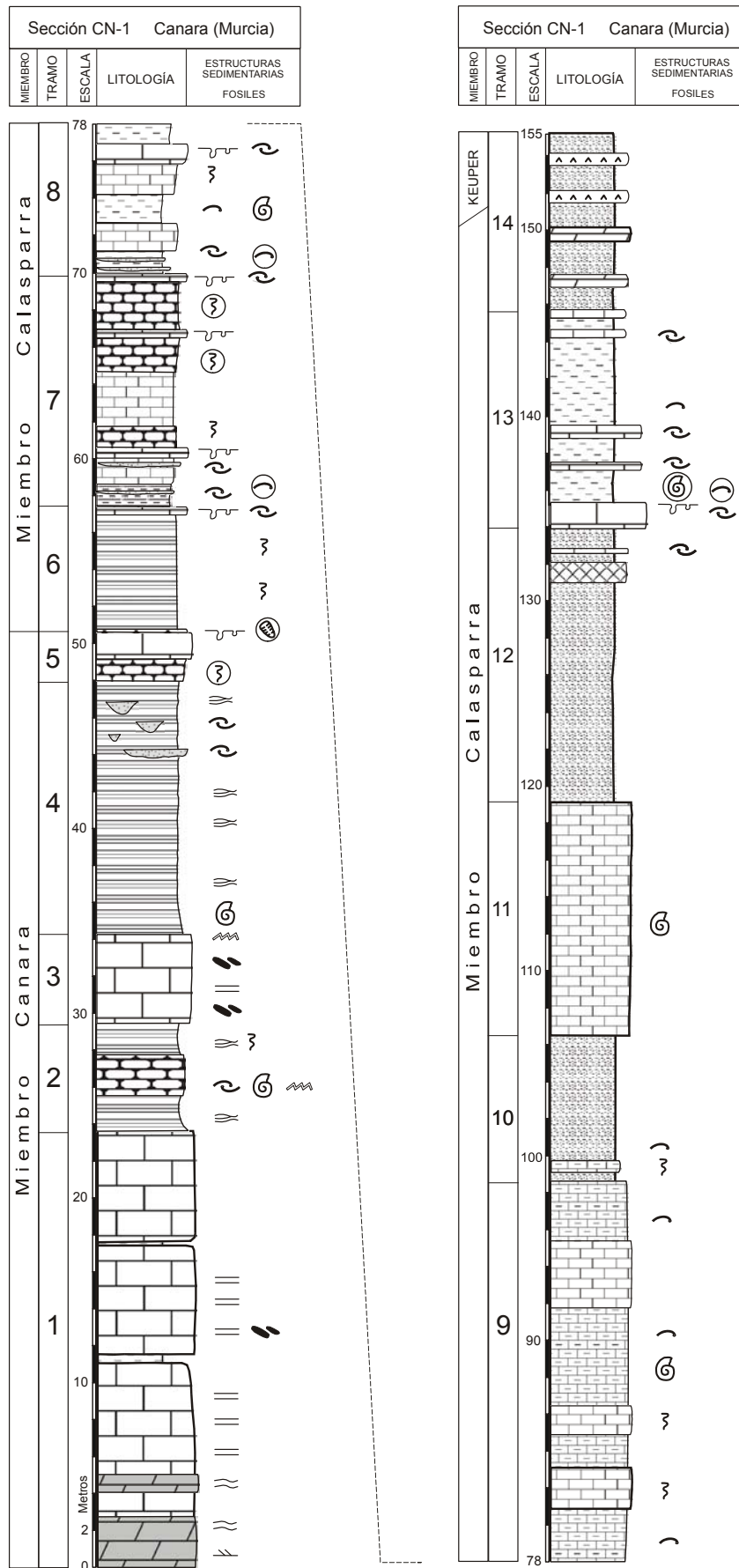


Fig. 25. Sección estratigráfica de la Formación Cehegin en Canara (CN-1). Leyenda en la figura 16

### ***Paraestratotipos***

Para completar las características estratigráficas de la Formación Cehegín, se han estudiado tres secciones complementarias situadas dentro del área tipo, que corresponderían a paraestratotipos (GEI, 1980). Estos paraestratotipos complementan la estratigrafía de la Formación Cehegín, y engloban algunas características que presentan mejores observaciones que en el holoestratotipo. Además, en algunos casos contribuyen a la realización de precisiones estratigráficas sobre los límites, tanto inferior, como superior.

#### *Sección de Calasparra (CL-1)*

Se sitúa en el término municipal de Calasparra, en la provincia de Murcia, en el afloramiento que se encuentra al sur de la Sierra del Molino (fig. 24). Se accede desde una pista que parte del kilómetro 4 de la carretera comarcal MU-512, que va desde Calasparra a Mula. El afloramiento se sitúa en las inmediaciones del Embalse de Alfonso XIII, en el paraje denominado como Las Ventanas. Se encuentra dentro de la hoja 890 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Como antecedentes, hay que destacar que la sección CL-1 ha sido previamente estudiada en los trabajos de Goy et al. (1996) y Pérez-Valera y Pérez-López (2003), desde el punto de vista paleontológico y estratigráfico, respectivamente. También, Pérez-López (2001) realiza un estudio de la sedimentología de un tramo de esta sección. La sección es especialmente interesante porque es uno de los pocos afloramientos donde se observa el paso estratigráfico de una unidad detrítica infrayacente de facies Buntsandstein (Fm. Arroyo Molinos) a los carbonatos del Muschelkalk en sectores alejados de la zona Prebética. En Pérez-Valera et al. (2000) se hace un estudio inicial de este contacto, demostrando por primera vez la existencia de Facies Buntsandstein en materiales alejados de la meseta o de la zona Prebética. Además de por esta razón, las excepcionales condiciones de observación de los distintos tramos litológicos y la gran abundancia de restos fósiles, particularmente de cefalópodos (ammonoideos y nautiloideos), hacen que esta sección sea de gran interés para el conocimiento de la Formación Cehegín.

La potencia total de la sección es de 83 m. El miembro inferior está compuesto por tres bancos de calizas masivas separados por dos intercalaciones de calizas margosas y margas (fig. 26). El primer banco de calizas masivas se divide en varios paquetes, con algún nivel lutítico intercalado, que muestran distintos grados de bioturbación. Hacia el techo del banco, las dolomías pasan a unas calizas nodulosas grises. Por encima de estos niveles se encuentra un tramo de caliza margosa y margocaliza, con una estratificación ondulada y niveles con *slump*. Aparecen algunas estructuras lenticulares de calizas bioclásticas. En la parte alta del tramo se encuentra un nivel de caliza nodulosa bioclástica muy ferruginosa, y la caliza presenta un aspecto muy noduloso debido a un alto grado de bioturbación. Encima de este tramo más margoso aparece un segundo banco potente de calizas masivas con laminación difusa, al que sigue nuevamente un tramo de calizas margosas y margocalizas con estratificación ondulada y frecuentes niveles de calizas bioclásticas (tempestitas) junto con otras estructuras debidas a tormentas (*Pot cast* y *Gutter cast*). El tramo termina con unas calizas margosas muy bioturbadas, justo debajo de un tercer banco de calizas masivas, con varias superficies ferruginosas con acumulación de bioclastos. Por encima de este banco se encuentra el miembro superior (fig. 26), compuesto por calizas margosas,

calizas bioclásticas tableadas, calizas nodulosas y algunos niveles de margas, lutitas y limolitas; también son más frecuentes los restos fósiles. Hacia el final de la sucesión aparecen niveles de dolomías ocreas y algunas pasadas de lutitas verdes y rojas junto con potentes niveles de yesos grises y blancos laminados, que evidencian la cercanía de las facies Keuper.

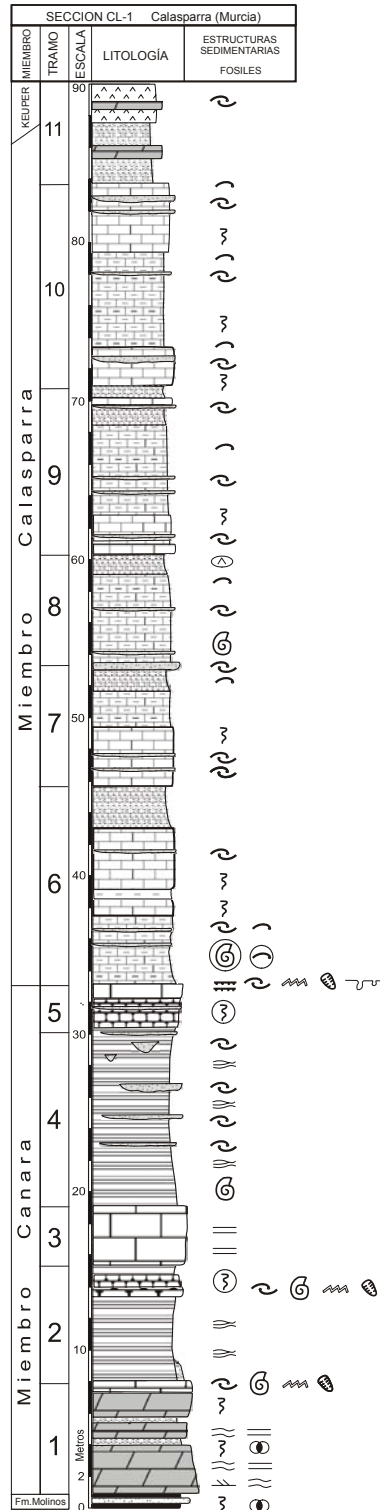


Fig. 26. Sección estratigráfica de la Formación Cehegin en Calasparra (CL-1). Leyenda en la figura 16

### *Sección de Arroyo Hurtado (ARH-1)*

Esta sección está situada en el término municipal de Bullas, en las cercanías de la pedanía de Arroyo Hurtado (fig. 24). Constituye el relieve que existe al noreste de la citada pedanía, y se accede por la carretera local (camino de servicio) que parte de la localidad de La Copa de Bullas. Un kilómetro antes de la entrada en Arroyo Hurtado ya se pueden observar hacia el norte los relieves calizos que corresponden a la base de la sección. Las coordenadas UTM del muro son: 616700, 4217300.

No existen antecedentes sobre este afloramiento, sin embargo se ha elegido como un paraestratotipo de la Formación Cehegín porque que es una sección muy completa, una sección muy completa, un abundante registro fósil (con hallazgo de abundantes cefalópodos). Además, el tránsito a las facies Keuper está bien desarrollado y visible. Como se discutirá posteriormente, esta sección es especialmente interesante por presentar algunas variaciones en la sucesión estratigráfica respecto a las demás secciones estratigráficas se localiza en una posición intermedia entre las distintas secciones de Sierra del Oro (RN-1) y Canara (CN-1), por lo que constituye un valioso elemento de correlación para comprender la evolución sedimentaria de la Formación Cehegín.

Esta sección tiene una potencia de 160 metros. En ella también se han reconocido los miembros inferior y superior de la Formación Cehegín. El miembro inferior está constituido, en este caso, por dos bancos de calizas masivas, separados por una potente intercalación de materiales margosos y margocalizos (fig. 27). En este tramo se observan distintas estratificaciones cruzadas y onduladas y frecuentes depósitos y estructuras de tormenta, sobre todo hacia la parte alta del miembro (tramo 4). También es de destacar la presencia de un nivel carniolar ocre a techo del tramo 3, sobre el cual se encuentran unas margas lajosas con ammonoideos. El miembro superior está compuesto por una alternancia de calizas margosas bioclásticas tableadas y calizas bioturbadas, con la aparición de 5 niveles de calizas con perforaciones y *Thalassinoides*. En la parte alta del miembro superior se reconocen dos tramos con materiales lutíticos, con niveles de carniolas (tramos 10 y 12), y al igual que en la sección de Canara (CN-1) sobre el tramo 12 se encuentra un nivel de caliza masiva al que siguen unas margas blancas con abundantes bivalvos (*Gervillia joleaudi*). El tránsito a las facies Keuper se produce de manera gradual, con la aparición de niveles de yesos y de lutitas rojas y verdes.

### *Sección de la Sierra del Oro (SO -1)*

Se encuentra a unos 25 kilómetros al noroeste de Cehegín, en el valle situado entre las Sierra del Oro, al norte, y la Sierra de Ricote, al sur (fig. 24). En este sector es donde se ha localizado la sección más potente de la Formación Cehegín. Se accede por una carretera secundaria que conduce hacia la localidad de Ricote, partiendo del kilómetro 12 de la carretera C-330, que une Cieza con Mula. A unos tres kilómetros después de tomar esta carretera, en el paraje conocido como Rambla de Charrara, parte una pista en dirección hacia la Sierra del Oro, que conduce a las proximidades del afloramiento.

La sucesión estratigráfica se sitúa justo al sur del paraje de la Solana del Relojero, en la Sierra del Oro. Las coordenadas UTM del muro son: 633500, 4227450. Las razones de la elección de esta sección como paraestratotipo de la Formación Cehegín, han sido por una parte las buenas condiciones de exposición y calidad de

afloramiento, y por otra parte por constituir la sección más potente, con un importante desarrollo de los distintos miembros litológicos.

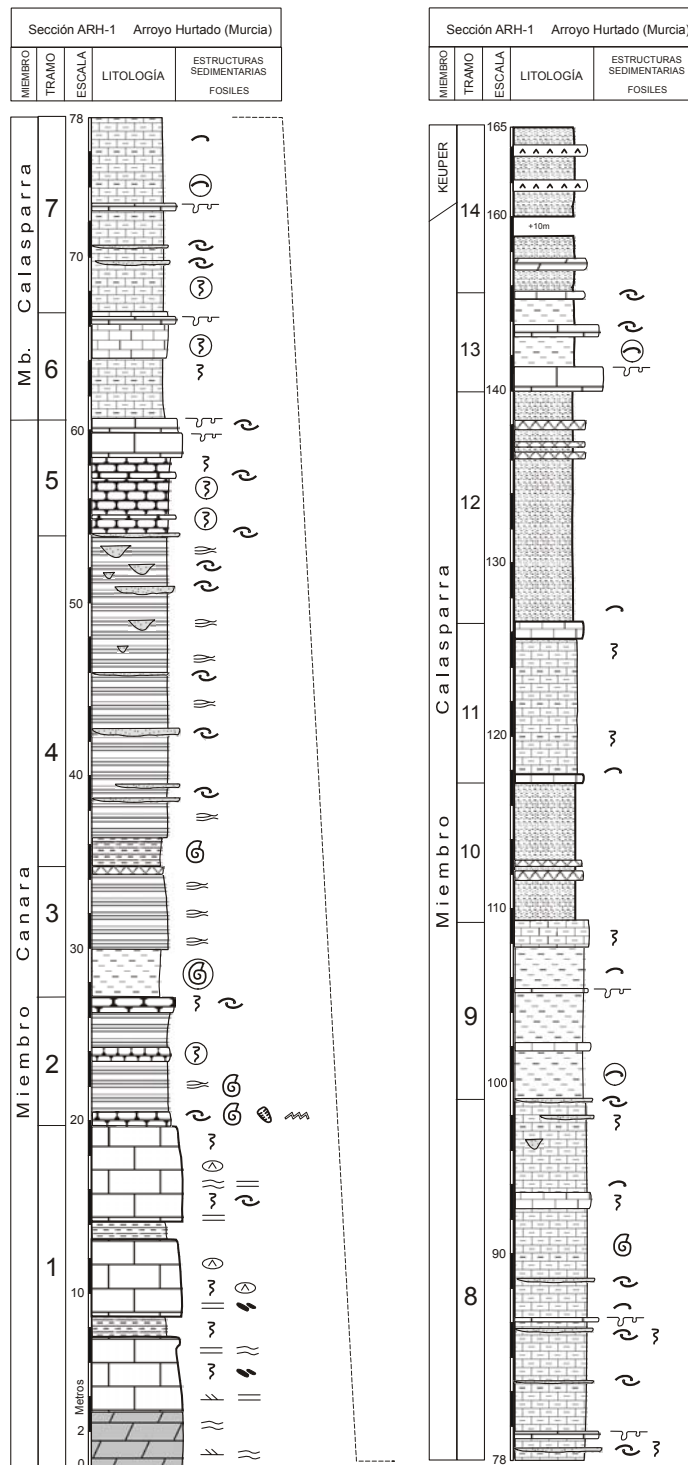


Fig. 27. Sección estratigráfica de la Formación Cehegin en Arroyo Hurtado (ARH-1). Leyenda en la figura 16

La sección SO-1 tiene una potencia total de 175 metros (fig. 27) y se reconocen los dos miembros característicos de la Formación Cehegin. El miembro inferior está

constituido por tres bancos de calizas masivas, laminadas, entre los cuales se encuentran dos tramos de calizas margosas y calcilutitas, con estratificación ondulada y estructuras de tormentas. En el techo del primer banco (tramo 1) se encuentra un nivel de calizas nodulosas con una gran abundancia de foraminíferos (involutínidos) y ammonoideos (*Proarcestes sp.*), al igual que ocurre en la misma posición en la sección de Arroyo Hurtado (ARH-1). Por debajo del segundo de los bancos de calizas laminadas existen niveles con una alta deformación sinsedimentaria (*slumping* en transición a brechas intraformacionales), asociados a niveles bioclásticos y calizas nodulosas con un alto grado de bioturbación. En el tramo situado entre el segundo y tercer banco de calizas masivas (tramo 4) se encuentran depósitos y estructuras de tormentas (*pott cast* y *gutter cast*), que terminan en un nivel bioclástico de grano fino con estratificación cruzada. Por encima de este nivel se encuentra un tramo de calizas muy bioturbadas, con las que comienza el tercer banco de calizas masivas. A techo de este banco se sitúan varias discontinuidades estratigráficas en muy pocos centímetros, que se manifiestan por la existencia de dos superficies de calizas muy ferruginosas con perforaciones. El miembro superior de la Formación Cehegín comienza a partir de estas discontinuidades, y está caracterizado por una sucesión bien estratificada, y en cierto modo, monótona, de niveles centimétricos a decimétricos de calizas margosas bioclásticas, con algunos niveles más bioturbados y niveles muy bioclásticos, con perforaciones y *Thalassinoides*. Al igual que sucede en las secciones de Canara y Arroyo Hurtado, los tramos 10 y 12 corresponden a niveles de lutitas con carniolas y dolomías. En la parte superior del tramo 12 se encuentra una importante intercalación de 8 metros de yesos laminados, que no se han reconocido en ningún otro sector con esta potencia. Justo por encima de esta intercalación se encuentra el tramo 13, que al igual que en las secciones anteriormente referida está constituido por un nivel de calizas masivas al que sigue un nivel de margas blancas con abundantes bivalvos, sobre todo *Gervillia joleaudi* y ammonoideos. El tránsito a la facies Keuper en esta sección se produce más tarde que en las secciones de Canara y Arroyo Hurtado, pues todavía se encuentran claras influencias marinas al final del tramo 14.

### ***Hipoestratotipos***

Debido a la gran extensión de las facies Muschelkalk a lo largo de toda la Cordillera Bética, ha sido necesario el estudio de afloramientos de calizas de facies Muschelkalk que se encuentran alejados, en menor o mayor medida, del área tipo de la Formación Cehegín. Estos afloramientos han permitido caracterizar la Formación Cehegín fuera de la localidad tipo, de manera que se ha podido hacer extensible a casi todo el ámbito del Palomargen Sudibérico, a excepción de los dominios donde se encuentra la Formación Siles, fundamentalmente en el dominio Prebético. Siguiendo las normas de nomenclatura estratigráfica (GEI, 1980), las secciones estratigráficas que se encuentran alejadas del área tipo, y que permiten extrapolar el nombre de la formación fuera del área tipo, se pueden considerar hipoestratotipos.

Se definen dos hipoestratotipos para la Formación Cehegín, que permiten caracterizarla en dos ámbitos geológicos distintos, fuera del área tipo. El primero de ellos corresponde a la sección de Salmerón, en la localidad de Cabra del Santo Cristo (Jaén), y se relaciona con materiales del subbético y materiales atribuidos a unidades olistostrómicas del Mioceno medio, mientras que el segundo se encuentra en la localidad de Valdepeñas de Jaén, y aflora en relación con unidades pertenecientes al Subbético Externo. Ambas secciones son correlacionables litológicamente con



materiales de la Formación Cehegín del área tipo, por lo que esta formación puede ser extrapolada para todo el sector central de las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

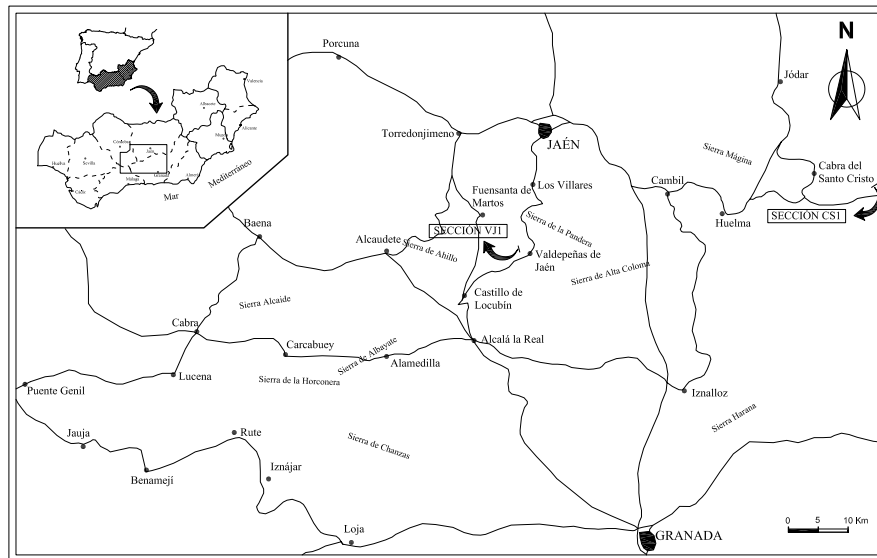


Fig. 29. Situación geográfica de los hipostatotipos de la Formación Cehegín en el sector central de la Cordillera Bética (modificado de Pérez López, 1991).

#### *Sección de Salmerón (Cabra del Santo Cristo, CS-1)*

Corresponde a un pequeño relieve de calizas de facies Muschelkalk situado dentro del término municipal de Cabra del Santo Cristo (Jaén), unos 6 km. al NE de la antigua estación de ferrocarril (fig. 29). Se accede a la sección siguiendo la carretera que lleva a la estación de ferrocarril de Cabra del Santo Cristo, de donde parte una pista que conduce al Cortijo del Collado. La sucesión estratigráfica se localiza a unos 400 metros al noroeste de dicho cortijo.

Esta sección estratigráfica fue definida por Pérez-López (1991) como la sección tipo de la Formación Majanillos, por considerarla la más completa y la que mejor aflora en todo el sector central de la Cordillera Bética. Por esta razón se ha incluido para ser considerada uno de los hipostatotipos de la Formación Cehegín, que serviría para hacer extensible el uso de esta formación para todo el sector central de la Cordillera Bética.

El afloramiento de Salmerón constituye un bloque aislado de calizas de facies Muschelkalk englobado entre materiales detríticos indiferenciados atribuibles al Keuper. Los contactos inferior y superior son mecánicos, y dan paso a las facies detríticas del Keuper.

La sección CS1 (Salmerón, Cabra del Santo Cristo), está constituida por 125 metros de potencia (fig. 30). Se reconocen igualmente los dos miembros de la Formación Cehegín, de los cuales el miembro inferior está compuesto por los tres bancos de calizas masivas característicos, con intercalaciones de calizas margosas con laminación ondulada y estructuras y depósitos de tormentas. También se reconocen por debajo de los bancos de calizas masivas 2º y 3º (tramos 3 y 5) niveles de calizas nodulosas debidas a un alto grado de bioturbación. El miembro superior es similar al de las secciones del área de Cehegín, y se pueden reconocer calizas bioturbadas y calizas margosas bioclásticas, con niveles de calizas con *Thalassinoides* y perfosciones en el techo. También se han reconocido dos tramos con facies lutíticas y carniolares (final del tramo 13 y principio del 15) y entre ellos un tramo de calizas bioturbadas con fauna

marina (tramo 14). El tránsito a las facies Keuper se realiza dentro del tramo 15, aunque existen contactos mecánicos que no permiten ver con claridad el paso.

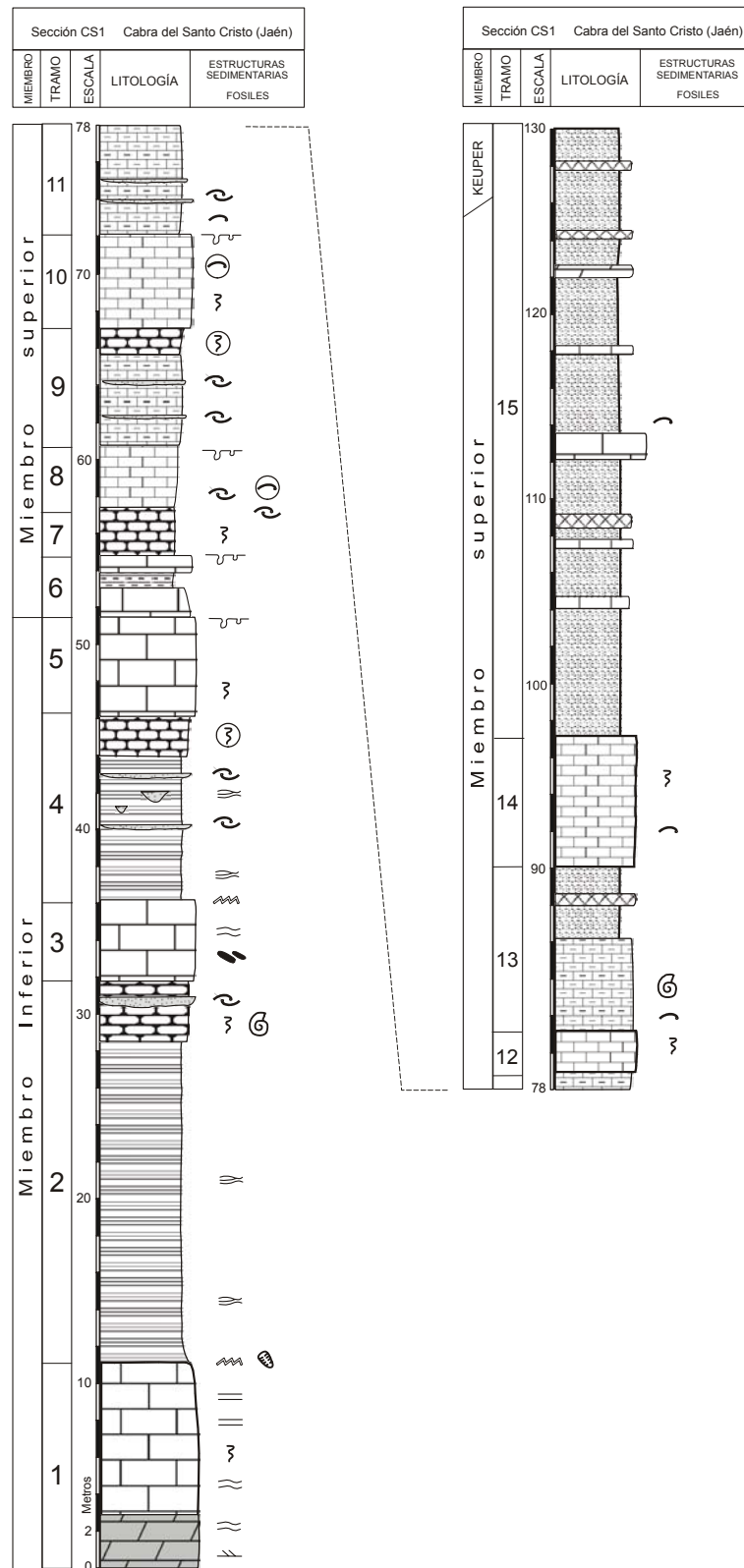


Fig. 30. Sección de la Formación Cehegín en Cabra del Santo Cristo (Jaén)

### *Sección de Capa Bichos (Valdepeñas de Jaén, VJ-1)*

Se sitúa 3.5 Km. al oeste de Valdepeñas de Jaén, en las cercanías del Cortijo de Capa Bichos, en la trinchera de la carretera que conduce hacia la antigua central eléctrica desde Valdepeñas de Jaén (fig. 29).

Esta sección fue inicialmente descrita por Pérez López (1991), quien la incluye como una de las secciones de referencia para la Formación Majanillos. Se ha elegido para ser el segundo hipoestratotipo de la Formación Cehegín porque, a la vez de constituir un buen afloramiento con expresión de las distintas facies y miembros, representa la mayor variabilidad de facies que puede presentar la Formación Cehegín, fuera del área tipo, por lo que quedaría también suficientemente caracterizada la Formación Cehegín en el sector central de la Cordillera Bética.

La sección VJ-1 tiene una potencia aproximada de 115 metros (fig. 31), y se distinguen los dos miembros de la Formación Cehegín. En el miembro inferior se distinguen dos bancos de calizas masivas, de las cuales el primero es el más potente. A techo de este primer tramo existe un tramo de calizas nodulosas, con restos de foraminíferos y ammonoideos (Goy y Pérez López, 1996), que da paso a una alternancia de calizas margosas y margas con estratificación ondulada, y niveles de tormentas con *pot y gutter cast*. El miembro superior está caracterizado por una alternancia de calizas margosas bioclásticas, de aspecto tableado, con niveles de calizas más masivas, bioturbadas, que terminan en niveles más masivos con *Thalassinoides* y perforaciones. El tránsito al Keuper se produce de manera rápida, con la aparición de niveles de carniolas y lutitas verdes o ocreas, aunque aún se pueden observar niveles de calizas con fauna marina.

### ***Afloramientos de la Formación Cehegín***

La Formación Cehegín aflora a lo largo de las Zonas Externas de la Cordillera Bética desde la provincia de Alicante, hasta casi la provincia de Sevilla. En este sentido, se han estudiado numerosos afloramientos del sector oriental de la Cordillera Bética que no han sido estudiados previamente, que han servido para completar las descripciones obtenidas a partir de las secciones estratigráficas obtenidas en el área tipo, y para comprender la evolución lateral y temporal de esta unidad. Las áreas del sector oriental de la Cordillera Bética donde se han realizado observaciones han sido: Sector de Cehegín (VI), Sector de Calasparra (VII), Sector de Cieza-Abarán (VIII), Sector de Agost (D) y Sector de La Paca-Topares (V) (fig. 23).

### *Sector de Cehegín*

Este sector constituye el afloramiento más amplio e importante de los carbonatos del Muschelkalk en todo el sector oriental de la Cordillera Bética. Se ha elegido para constituir el área tipo de la Formación Cehegín debido a la existencia de numerosos y buenos afloramientos de esta unidad, con variaciones de facies. Al margen de las secciones estratigráficas descritas previamente para la caracterización formal de la Formación Cehegín, se han estudiado las facies Muschelkalk de todo el sector, porque afloran en muchos casos de manera continua, y constituyen diversas unidades. Estas unidades podrían considerarse unidades tectonoestratigráficas en el sentido de Nieto (1997), aunque de menor escala que las definidas para los materiales del Jurásico y

Cretácico del Subbético. Las distintas unidades se encuentran separadas por contactos tectónicos y cada unidad tiene una estratigrafía particular, en concreto para la facies Muschelkalk. Por esta razón, ha sido de gran importancia el estudio y la caracterización de cada unidad tectonoestratigráfica, puesto que este sector es uno de los pocos afloramientos de la Cordillera Bética donde se pueden ver las distintas relaciones entre unidades. La mayor parte de las veces, los carbonatos de facies Muschelkalk aparecen muy desmembrados y frecuentemente como bloques aislados, siendo muy difícil su interpretación paleogeográfica.

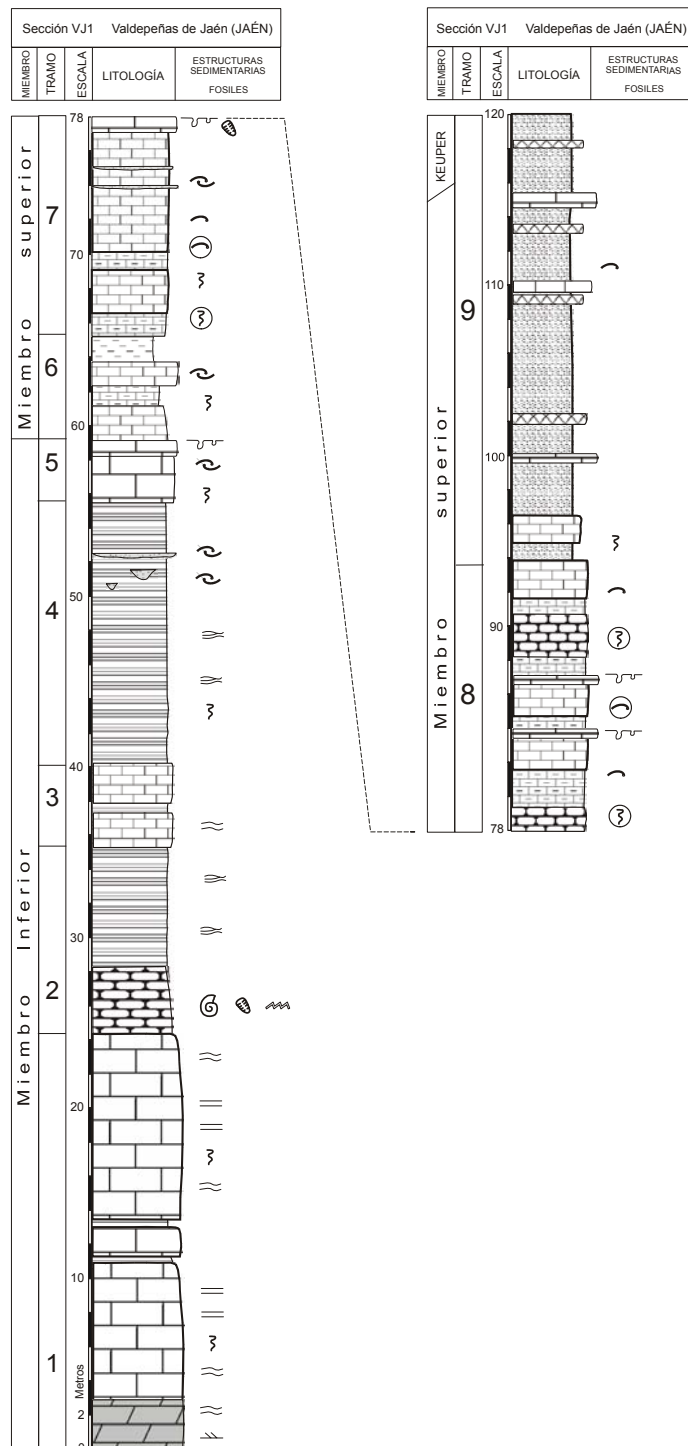


Fig. 31. Sección estratigráfica de la Formación Siles en Valdepeñas de Jaén

## Unidades tectonoestratigráficas

En la mayoría de las unidades geológicas definidas para las Zonas Externas de la Cordillera Bética, los cambios estratigráficos coinciden con las distintas unidades tectónicas. Este hecho puede deberse a que los cambios de facies en una unidad han sido controlados originalmente por fenómenos tectónicos (fallas, diapiros, etc.), y que precisamente estos límites tectónicos han actuado posteriormente en etapas compresivas orogénicas, separando las unidades paleogeográficas por contactos mecánicos, de manera que lo que se observa actualmente es una relación entre unidades tectónicas y unidades paleogeográficas (p. ej. Molina Cámara, 1987; Rey Arrans, 1993; Nieto, 1997). También se han descrito casos en los que las zonas de cambios de facies han podido comportarse como zonas de debilidad ante la acción de esfuerzos (García Dueñas, 1969). Sin embargo, también han sido observados cambios laterales de facies dentro de una unidad tectónica y contactos tectónicos menores dentro de una unidad estratigráfica, con lo cual no siempre hay una correlación entre dominios paleogeográficos y unidades tectónicas (Molina, 1987; Martín Algarra, 1987).

Para los materiales del Triásico Sudibérico, los carbonatos del Muschelkalk son los únicos materiales que muestran cambios importantes detectables en la estratigrafía, y a su vez, proporcionan importantes datos sedimentológicos que tienen un gran valor para los estudios paleogeográficos. Debido a esto, en el caso concreto del Triásico de Cehegín se pueden reconocer distintas unidades estratigráficas que mantienen características estratigráficas constantes, en sentido suroeste-noreste, y que a su vez se encuentran separadas por contactos mecánicos de otras unidades que tienen otras características estratigráficas distintas, pero correlacionables. De esta manera, se puede observar una evolución estratigráfica en sentido aproximado noroeste-sureste, transversal a las unidades tectonoestratigráficas.

Se han reconocido 5 unidades tectonoestratigráficas dentro del Triásico de Cehegín, que de noroeste a sureste son: unidad de Argos, unidad de Canara, unidad de la Jabalina-Gilico, unidad de Arroyo Hurtado y unidad de Arroyo Burete (ver *mapa geológico B*).

### 1. Unidad de Argos

Está situada en la posición más septentrional del Triásico de Cehegín, y sólo aflora en el extremo noreste. Desde el punto de vista estratigráfico la sucesión estratigráfica de la Formación Cehegín es muy parecida a la sección de Canara (holoestratotipo). La diferencia más significativa está en el miembro superior (miembro superior), que es menos potente y predominan facies más bioclásticas. Otra diferencia es que, sobre el tercer tramo de calizas masivas no se encuentra el nivel de concentración de involutinidos típico de la sección de Canara, aunque sí se han observado niveles bioclásticos. Por otra parte, es de destacar la existencia de bancos de yesos laminados grises intercalados en la parte final de la sucesión.

### 2. Unidad de Canara

En esta unidad se encuentra la sección tipo de la Formación Cehegín, y constituye la unidad tectonoestratigráfica con la organización estratigráfica y tectónica más continua. Se extiende en toda la parte nororiental del Triásico de Cehegín, y

además de tener numerosos afloramientos de calizas de facies *Muschelkalk*, afloran ampliamente los materiales del Keuper. Las características de la Formación Cehegín para esta unidad son las descritas para la sección tipo (sección de Canara).

### 3. Unidad de la Jabalina-Gilico

Aflora en toda la parte central del afloramiento del sector de Cehegín, y se extiende desde el extremo más nororiental (zona de Gilico) hasta el más occidental, llegando hasta la localidad de Caravaca de la Cruz. En esta unidad dominan los materiales yesíferos, mientras que los carbonatos del *Muschelkalk* muestran poca continuidad lateral, y en la mayoría de las ocasiones constituyen bloques despegados.

La característica estratigráfica más notable es la existencia de intrusiones de rocas subvolcánicas (ofitas) en la base del *Muschelkalk*. Estas intrusiones provocan un metamorfismo de contacto en las calizas masivas del miembro inferior (miembro inferior), produciendo mármoles y alterando las estructuras sedimentarias primarias (laminación, niveles bioclásticos, etc.). En esta unidad tampoco se encuentra el nivel de involutínidos en el techo del tercer banco, que muestra una evolución distinta, con la aparición de varios niveles de calizas bioclásticas con óxidos de hierro. En el miembro superior existen pocas diferencias con la sección tipo, aunque abundan las calizas bioturbadas, que dan un aspecto más carbonatado y masivo.

### 4. Unidad de Arroyo Hurtado

Ocupa toda la parte suroriental del sector de Cehegín, y su sección tipo es la correspondiente a la sección de Arroyo Hurtado (sección ARH-1), que constituye uno de los paraestratotipos de la Formación Cehegín. Es la unidad que tiene más diferencias estratigráficas respecto a las demás, lo que hace difícil su correlación. En el miembro inferior, la característica más notable es la existencia de dos bancos de calizas masivas, en vez de los tres que muestran las demás secciones de la Formación Cehegín. Los dos bancos de calizas masivas corresponden al primero y al tercero de la sección de Canara (sección tipo), por correlación litoestratigráfica. En el techo del segundo banco la evolución es parecida a las series de la Unidad de la Jabalina-Gilico, y tampoco se reconocen los niveles de concentración de involutínidos. Por otro lado, el miembro superior es muy semejante al de todas las unidades, no pudiéndose apreciar diferencias notables.

### 5. Unidad de Arroyo Burete

Constituye la unidad más meridional del Triásico de Cehegín, y ocupa toda la parte sur, en contacto con los relieves subbéticos de las Sierras de Quípar y Burete. Presenta algunas diferencias estratigráficas con respecto a la sección tipo, aunque la correlación litoestratigráfica es relativamente fácil. En esta unidad se vuelven a encontrar los tres bancos masivos característicos del miembro inferior de la Formación Cehegín, que muestran la misma evolución sedimentaria. El miembro superior es prácticamente correlacionable con los afloramientos de los restantes dominios, y las diferencias son en el detalle. La estratigrafía observada en los carbonatos de la Formación Cehegín de esta unidad es muy semejante a la observada en otras áreas

cercanas fuera del Triásico de Cehegín, en concreto sería similar a la sección de la Sierra del Oro (sección SO-1), que constituye otro de los paraestratotipos de la Formación Cehegín. Por tanto, estas observaciones nos permiten extrapolar la posición original de los carbonatos de la Formación Cehegín cuando aparecen formando bloques o unidades aisladas con poca continuidad lateral. También se han reconocido sucesiones similares en las áreas de La Copa de Bullas (al este del Triásico de Cehegín), en la Sierra del Oro (suroeste de Cieza), y en la localidad de Blanca.

### *Sector de Calasparra*

En este sector se pueden observar distintas sucesiones estratigráficas correspondientes a la Formación Cehegín, que afloran en muy poco espacio, y que algunas de ellas constituyen bloques alóctonos desplazados tectónicamente desde su posición original. Estas sucesiones se han podido caracterizar suficientemente a partir de sus características estratigráficas, para poder determinar su procedencia. Además de la existencia de estos bloques aislados, también se encuentran materiales del Muschelkalk autóctonos, que constituyen unidades estratigráficas, estructuradas junto con materiales detríticos del Buntsandstein y del Keuper. Los materiales carbonatados autóctonos están representados por la sección de Calasparra, que constituye otro de los paraestratotipos de la Formación Cehegín. Se ha hecho una división de los afloramientos en autóctonos y alóctonos, para realizar una mejor descripción y así poder caracterizarlos genéticamente.

### Afloramientos autóctonos

Se encuentran mayoritariamente en el sector oeste del Embalse de Alfonso XIII, al sur de la Sierra del Molino, donde afloran con una cierta continuidad lateral (*mapa geológico A*). En este sector se pueden encontrar los carbonatos del Muschelkalk formando un sinclinal tumbado, con el flanco norte invertido y cortado por varias fallas que desplazan la estructura. También se han localizado dos pequeños afloramientos en el sector del Almorchón, al este del Embalse de Alfonso XIII, que afloran en ventana tectónica y con una muy reducida extensión.

Las características de la Formación Cehegín en estos sectores son las descritas para la sección de Calasparra (sección CL-1), que se mantienen constantes en todos los afloramientos.

### Afloramientos alóctonos

Se encuentran mayoritariamente en la zona del Almorchón, en la zona este del Embalse de Alfonso XIII y en la zona de La Herrada, al este del Embalse del Carcabo. También se ha encontrado un afloramiento en la zona oeste del Embalse de Alfonso XIII, en las cercanías de Calasparra (*mapa geológico A*).

Las sucesiones estratigráficas observadas en la mayoría de los bloques alóctonos de calizas de facies Muschelkalk corresponden a sucesiones que se encuentran en el Triásico de Cehegín. De esta manera, se han reconocido bloques que tienen la misma estratigrafía que los materiales carbonatados de las unidades más septentrionales del Triásico de Cehegín (Unidades de Argos, Canara y La Jabalina-Gilico).

### *Sector de Cieza-Abarán*

En este sector ocurre una situación similar a la observada en el sector de Calasparra. Por un lado se ha localizado un afloramiento de facies Muschelkalk con una estratigrafía similar a la sección de Calasparra, que forma parte de una sucesión con materiales del Keuper en serie por encima. Por otro lado, también se han encontrado bloques de carbonatos de facies Muschelkalk aislados, entre yesos brechoides, con afinidades a las secciones estratigráficas del Triásico de Cehegín, en particular con las secciones de la Unidad de Canara (*mapa geológico D*).

### *Sector de Agost*

En este sector es donde se encuentran los afloramientos más orientales de la Formación Cehegín. Se trata de un afloramiento de calizas de facies Muschelkalk que ha sido previamente estudiado por López-Gómez et al. (1994), y que se presenta de forma aislada y verticalizada, en medio de una depresión cuaternaria. Los materiales del Muschelkalk se encuentran en la localidad de Espejeras, unos 5 Km al sur de Agost (fig. 29).

Se ha levantado una sección estratigráfica (sección ESP-1) que ha servido de apoyo a los datos anteriormente ofrecidos por López-Gómez *et al.* (op. cit.), para su caracterización y correlación con las demás sucesiones de la Formación Cehegín hacia el oeste. En ella se pueden reconocer los dos miembros descritos para la Formación Cehegín. El miembro inferior está compuesto por dos bancos de calizas separados por un intervalo de calizas margosas y margas, donde son frecuentes las estructuras de tormentas, sobre todo en la parte alta, y distintos niveles de bioturbaciones (fig 38). El miembro superior está constituido por una alternancia de calizas margosas tableadas y calizas bioturbadas formando bancos más gruesos que terminan con superficies perforadas y con óxidos de hierro. Se intercalan frecuentes niveles bioclásticos, relacionados con tormentas. Hacia la parte alta de este miembro se producen diversas intercalaciones de materiales lutíticos, ocreos y verdosos, con carniolas y delgados niveles de yesos, que evidencian una influencia continental, aunque todavía se producen algunas intercalaciones netamente marinas hacia el final de la sucesión. El paso a la facies Keuper está muy cubierto por derrubios y no se observa claramente.

Esta sección muestra características semejantes a las descritas en el área de Cehegín, aunque presenta diferencias notables debido a su lejanía geográfica. Sin embargo, se puede correlacionar litoestratigráficamente con series afines a las de la Unidad de Arroyo Hurtado, debido a la presencia en el miembro inferior de solamente dos tramos de calizas potentes, en vez de tres, como tienen la mayoría de secciones estratigráficas de la Formación Cehegín.

### *Otros sectores de interés*

Además de los sectores estudiados, se han reconocido materiales de la Formación Cehegín en el Sector de La Paca-Topares (V) (fig. 29), donde se han realizado observaciones generales que apoyan las descripciones y la caracterización estratigráfica de la Formación Cehegín. Sin embargo, debido principalmente a causas tectónicas, no se ha podido realizar secciones estratigráficas de detalle.



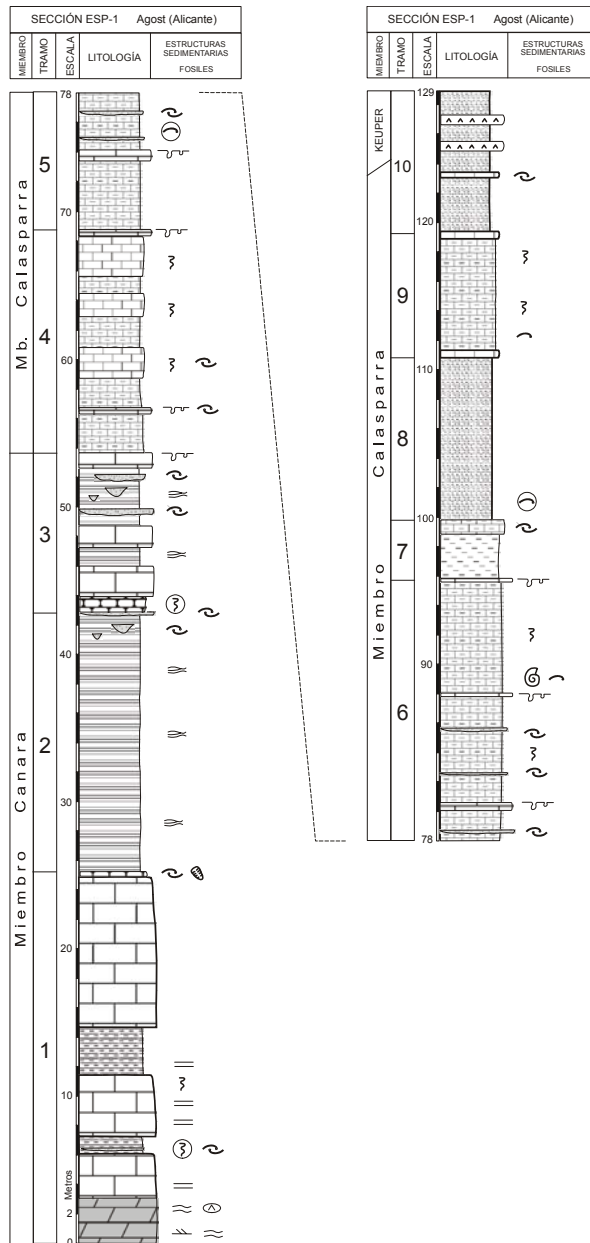


Fig. 31. Sección estratigráfica de los materiales de la Formación Cehégín en Espejeras (Alicante)

Los afloramientos que se han estudiado se sitúan en las cercanías de Topares y al noreste de Zarçilla de Ramos. También se ha localizado un afloramiento de interés situado en la Sierra de Ponce, unos 5 kilómetros al noreste de Zarçadilla de Totana.

En general, los afloramientos de la Formación Cehégín de este sector son muy carbonatados, y están frecuentemente dolomitizados. En las cercanías de Topares se han reconocido materiales que presentan las características estratigráficas de la Formación Cehégín, y aparecen muy bien representados los materiales del miembro inferior, mientras que en la zona de Zarçilla de Ramos, el alto grado de dolomitización no permite la caracterización suficiente de estos carbonatos, aunque se observa en algunos afloramientos los tres bancos de calizas masivas característicos de la Fm. Cehégín.

### Facies e interpretación sedimentaria

Todas las secciones estratigráficas estudiadas, tanto de la Formación Siles como de la Formación Cehegín, presentan facies que son bastante constantes. Se podrían agrupar en unos 9 tipos de facies principales. Estas facies principales tienen un desarrollo distinto en cada sección, sobre todo entre secciones de la Formación Siles y de la Formación Cehegín. Además de su distinto desarrollo, en cada formación se organizan de manera algo diferente.

No obstante, a grandes rasgos, el estudio de las distintas secuencias de facies ha permitido establecer unas correlaciones entre las distintas secciones, incluso, entre secciones de las dos formaciones de facies Muschelkalk. En este sentido, se ha podido hacer una correlación bastante precisa de lo que sería el miembro inferior de ambas formaciones, pues, se ha reconocido un patrón de evolución de facies que es bastante característico del miembro inferior. El miembro superior presenta variaciones más importantes, aunque también existen asociaciones de facies que se repiten en muchas secciones.

En este estudio de facies se ha incluido un estudio preliminar sobre icnología que, de igual manera, aportan datos para la interpretación sedimentaria, y para la correlación entre las distintas secciones.

Al final, estas interpretaciones han servido para obtener algunas conclusiones sobre la estratigrafía secuencial y la paleogeografía de estos depósitos carbonáticos epicontinentales del Ladiniense.

### ***Facies sedimentarias***

En este apartado se hace un estudio de las facies y asociaciones de facies más representativas presentes en los carbonatos del Muschelkalk. Este análisis de facies se ha realizado con la intención de entender mejor la evolución, en el espacio y en el tiempo, de los distintos medios sedimentarios, aunque no se ha pretendido hacer un análisis sedimentológico detallado.

#### *Asociación de facies en el miembro inferior*

En el miembro inferior de las Formaciones Siles y Cehegín, se han diferenciado cinco tipos de facies o asociaciones de facies principales, que se mantienen prácticamente en toda la Cordillera Bética. No obstante, en cada formación tiene un distinto desarrollo, e incluso, algunas de las facies son exclusivas de una de las formaciones.

#### *Dolomías oscuras (facies A, fig. 32)*

Corresponden a dolomías, de textura microcristalina a mesocristalina. Aparecen tanto en la Fm. Siles como en la Fm. Cehegín, aunque suelen ser más potentes en ésta última. Generalmente tienen una apariencia masiva, aunque se reconocen laminaciones en las microcristalinas, estratificaciones cruzadas en artesa, onduladas y cruzadas de bajo ángulo, en las mesocristalinas. Se encuentran en todos los sectores en la base de los carbonatos del Muschelkalk. Su espesor oscila entre 1 metro y 5 metros. En lámina delgada se pueden distinguir, en las dolomías mesocristalinas, oolitos y fantasmas de bioclastos, que sugieren texturas packstone o grainstone en su origen. En algunas

secciones de la Formación Cehegín (Sierra del Oro, RN-1), se han observado hasta tres secuencias decimétricas granocrecientes y estratocrecientes, con estructuras de mayor energía hacia el techo. Esta litofacies corresponde a los primeros depósitos marinos que se disponen sobre los materiales detríticos de facies Buntsandstein, en los sectores más proximales del Paleomargen Sudibérico, durante el inicio de la etapa transgresiva del Muschelkalk. En los sectores más distales no se observa claramente la base, aunque se han encontrado en algunas ocasiones niveles de yesos claros laminados, sobre los que se superponen las facies dolomíticas. En conjunto, la asociación de facies y las características de las facies sugieren, por una parte, las microcristalinas, depósitos intermareales, y por otra, depósitos de alta energía en zonas cercanas a la costa, que en algún caso pueden corresponder a pequeños bajíos oolíticos o bioclásticos.

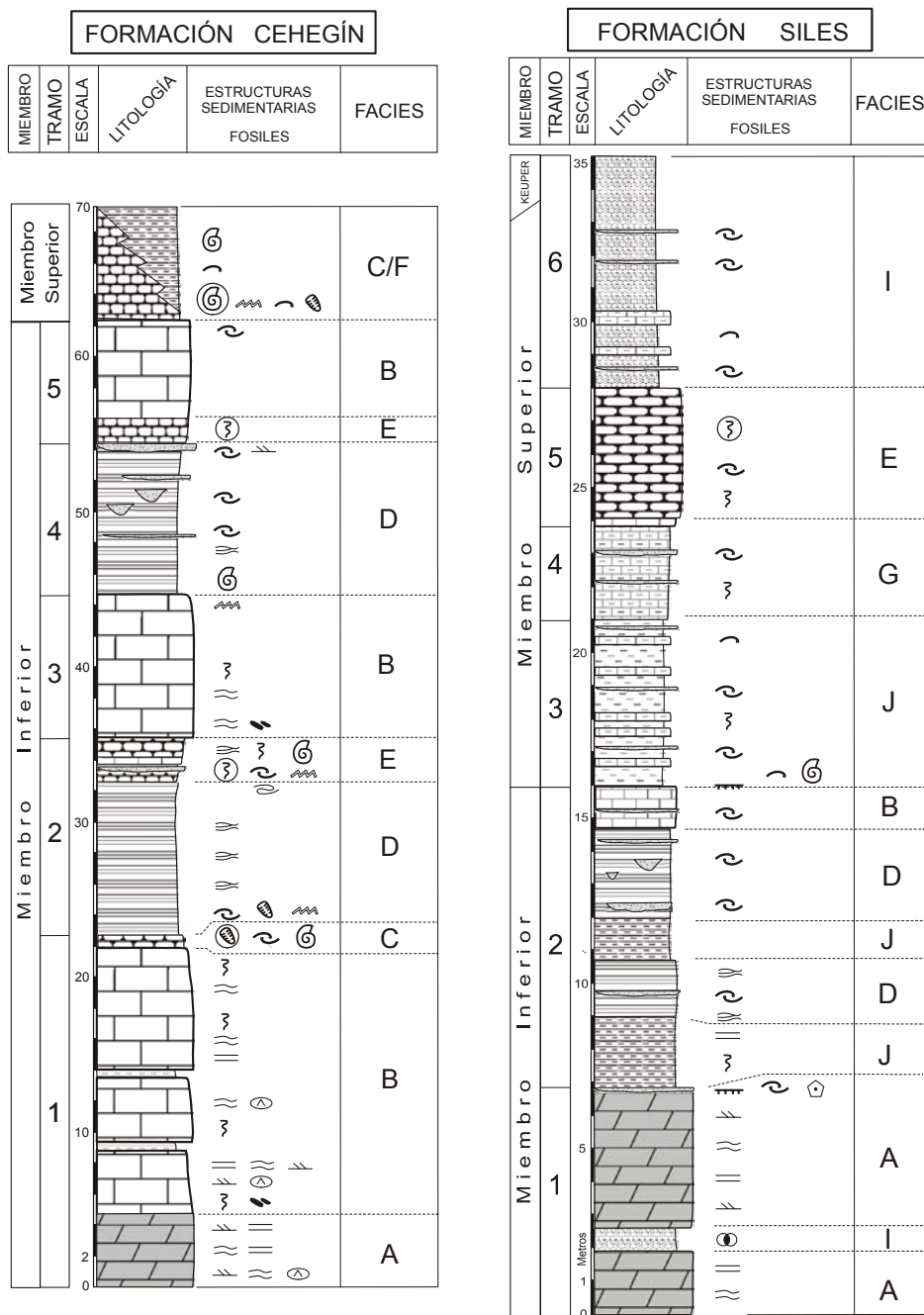


Fig. 32. Asociaciones de facies en el miembro inferior de la Formación Cehegín, y en la Formación Siles. La leyenda de las facies se explica en el texto.

*Calizas laminadas* (facies B, fig. 32)

Esta facies es muy característica y se reconoce también en la mayoría de los afloramientos de calizas de facies Muschelkalk, pero aparece solamente en la Formación Cehegín. Se sitúan justo por encima de las dolomías oscuras descritas anteriormente, y además forman otros tramos dentro del miembro inferior. Se organizan en estratos de espesor decimétrico a métrico, oscilando su espesor entre 2-12 metros. Los carbonatos están compuestos por calizas oscuras micríticas, finamente laminadas, con algunas intercalaciones de grainstones bioclásticos con intraclastos. Las laminaciones corresponden, en la mayoría de los casos, a mallas de algas (*algal mats*), y en algunos casos a estructuras estromatolíticas en domos. También se han reconocido laminaciones paralelas y niveles bioclásticos muy delgados, con bases erosivas y que en algunos casos incorporan clastos de sedimento carbonatado litificado (*mud chips*). También son frecuentes las brechas de cantos planos (*flat pebble breccia*), y la presencia de pseudomorfos de evaporitas. En determinados casos se observa una intensa bioturbación que enmascara la estructura original del carbonato. Estas características son propias de carbonatos generados en ambientes inter- y supra-mareales, debido a la acción de cianobacterias, donde esporádicamente se observan episodios energéticos, debidos a tormentas, que generan depósitos de más alta energía con removilización de clastos previamente litificados. Estos episodios se alternan con momentos de menor energía donde el sedimento puede ser bioturbado o donde se instalan cianobacterias que desarrollan los bindstones.

*Calizas nodulosas* (facies C y E, fig. 32)

Esta facies presenta una cierta diversidad en su aspecto, que depende directamente del proceso que ha condicionado el aspecto noduloso. Son diversos los procesos que pueden generar texturas nodulosas, aunque generalmente se deben a la combinación de bioturbación y diagénesis, ya sean tempranas o tardías, y al efecto de la disolución bajo presión (Mullins *et al.*, 1980; Clari y Martire, 1996). En el caso de las calizas nodulosas que aparecen en el miembro inferior de los carbonatos del Muschelkalk, existen dos tipos de calizas nodulosas: calizas nodulosas bioclásticas (facies C, fig. 32) y calizas nodulosas bioturbadas (facies E, fig. 32). El primer tipo, las calizas nodulosas bioclásticas, está formado por estratos de espesor decimétrico en los cuales las superficies de separación suelen ser estilolíticas, y en conjunto no superan el metro. Suelen ser características de la Formación Cehegín. Su textura es un packstone de bioclastos, donde los bioclastos suelen ser foraminíferos (involutinidos), bivalvos y ammonoideos. Las bioturbaciones no se reconocen individualizadas, por lo que el proceso dominante en este tipo de caliza nodulosa responde a factores diagenéticos y de disolución por presión. El segundo tipo, las calizas nodulosas bioturbadas, están formadas por calizas micríticas, donde se reconocen perfectamente las bioturbaciones, que suelen corresponder al icnogénero *Planolites*. En la mayoría de los casos, el grado de bioturbación es tan grande que desaparecen las superficies de estratificación, generándose una apariencia masiva, denominada textura bioturbada (Pérez López, 1997). Generalmente, el espesor de estas calizas nodulosas oscila entre 1 y 3 metros como máximo. Suelen estar asociadas a las calizas laminadas y a las facies de calizas y margas con estratificación ondulada.

Su interpretación genética está sujeta a controversias, debido a que no se han encontrado criterios suficientemente definitivos para establecer un medio sedimentario

propio para este tipo de facies. Para las calizas nodulosas bioclásticas, el hecho de que contengan frecuentemente bioclastos de organismos pelágicos, fundamentalmente de ammonoideos, sugieren un depósito en áreas externas de la plataforma, con una baja tasa de sedimentación que produce cementaciones tempranas, que posteriormente son acentuadas por procesos de disolución por presión. Estos mismos procesos se han descrito en los umbrales pelágicos del Jurásico del Subbético, donde se desarrollan facies de ammonítico rosso (p. ej. Clari y Martire, 1996).

Las calizas nodulosas bioturbadas muestran un alto índice de bioturbación (*sensu* Reineck, 1963), que permite interpretar medios con una baja energía, donde todo el sedimento está retrabajado e incluso se vuelven a bioturbar trazas previas. Los medios sedimentarios donde se producen estas facies necesariamente se sitúan por debajo del nivel de base del oleaje, y podrían corresponder a zonas externas de la rampa, o zonas protegidas hacia tierra.

#### *Calizas y margas con estratificación ondulada (facies D, fig. 32)*

Esta litofacies está compuesta por una alternancia de niveles centimétricos de calizas micríticas grises, calizas margosas y margas. En conjunto tiene un espesor de 5-15 metros, y se sitúan entre tramos de calizas laminadas o calizas bioturbadas. Las estructuras sedimentarias que se observan son estratificaciones onduladas, y estratificaciones cruzadas de tipo tabular. El aspecto de esta litofacies en el campo es de niveles de calizas tableadas de pocos centímetros en forma de lentes con muy poca continuidad lateral, entre niveles más margosos, que tampoco muestran una gran continuidad. Este aspecto es el más característico con el que aparece en la Fm. Cehegín, pues, en la Fm. Siles esta facies es más margosa y homogénea, presentándose en el campo como calizas margosas laminadas con aspecto más o menos lajoso. Este aspecto lajoso es lo que más caracteriza el miembro inferior en la Formación Siles.

Dentro de estas facies se interestratifican niveles de grainstones bioclásticos que corresponden a capas de tormenta (Pérez López, 2001) y que tienen espesores de pocos centímetros hasta 20 centímetros como máximo. También son frecuentes las estructuras de *gutter cast* y *pot cast*, debidas a tormentas, que se suelen encontrar hacia la parte superior del tramo de alternancia de calizas y calizas margosas. En conjunto, las características litológicas y la existencia de estructuras sedimentarias de alta energía permiten interpretar medios energéticos, submareales, pero con la influencia del oleaje y especialmente, del oleaje de tormentas. Durante las tormentas se removiliza todo el sedimento y se forman las estratificaciones onduladas y cruzadas en el fondo, así como los niveles de acumulación de bioclastos en niveles más continuos (tempestitas), o de estructura canaliforme (*gutter cast*) (Pérez López, 2001). En épocas de menor energía o debido a la existencia de ciclos de menor orden en la fluctuación del nivel del mar, se depositan los intervalos margosos, que se interpretan como depósitos más profundos o como depósitos de baja energía en condiciones de buen tiempo.

#### *Margas claras (facies J, fig. 32)*

Esta litofacies solamente se ha reconocido en la Formación Siles, y además de encontrarse en el miembro inferior, también aparecen representadas en el primer tramo litológico del miembro superior de esta formación. Corresponde a niveles de entre 1 y 6 metros constituidos por margas blancas que suelen tener aspecto laminado o masivo. No

se han reconocido estructuras sedimentarias, y solamente se ha podido observar en los niveles más calizos, estratificaciones cruzadas de bajo ángulo en la sección RH-1 (Huesa). Por otro lado, el contenido fósil es muy escaso, y solamente se han encontrado restos muy mal conservados de ammonoideos, nautiloideos y bivalvos. En algunas ocasiones se encuentran pequeños niveles bioclásticos interestratificados, que no superan los 2 cm de espesor, que podrían corresponder a depósitos de tormenta. En conjunto se tienen pocos datos para interpretar estas facies, pero se ha observado que en todos los casos se sitúan por encima de las facies de calizas y margas con estratificación ondulada, y frecuentemente sobre niveles endurecidos (*hardground*). En cualquier caso, se trataría de depósitos de poca energía, con una notable influencia detrítica, y en algunos casos afectados por corrientes (estratificaciones cruzadas).

#### *Asociación de facies en el miembro superior*

El miembro superior de las Formación Siles y de la Formación Cehegín muestra otros tipos de facies distintos a los del miembro inferior de ambas formaciones. Se han podido distinguir cuatro tipos de facies principales, aunque en este miembro existe una amplia diversidad de facies en el detalle. Las litofacies principales reconocidas son: calizas margosas y margas, calizas bioturbadas bioclásticas, calizas bioclásticas con perforaciones y lutitas verdes y ocreas.

#### *Calizas margosas y margas (facies F, fig. 33)*

Esta litofacies es propia de la Formación Cehegín y está compuesta por una alternancia rítmica de calizas margosas y margas de espesores centimétricos, no llegando a superar los tres metros de potencia, teniendo de potencia mínima 50 cm. Las microfacies de la caliza margosa son de *mudstone* a *wackestone*, con escasos bioclastos. Estos niveles presentan bioturbaciones de *Planolites*, en mayor o menor medida, y contienen abundantes restos de bivalvos y cefalópodos (ammonoideos y nautiloideos) bien conservados. Los niveles margosos están constituidos por margas de aspecto lajoso de tonos grises, con pequeñas trazas de bioturbación. La abundancia relativa de organismos pelágicos (cefalópodos), junto con la aparición de fósiles de bivalvos completos y la ausencia de estructuras debidas a tormentas, permiten interpretar esta facies como depositada en la parte más externa de la plataforma, por debajo del nivel de base del oleaje de tormenta.

#### *Calizas bioturbadas (facies G, fig. 33)*

Las calizas bioturbadas bioclásticas, constituyen tramos de 50 cm hasta 10 metros de espesor, donde se reconocen trazas de *Planolites*, que se organizan en niveles de algunos centímetros, no llegando a superar los 20 cm. Algunos niveles presentan microfacies de *wackestone* y *packstone* de bioclastos, con estructura nodular o arriñonada, que confieren al conjunto un aspecto noduloso. En ocasiones el grado de bioturbación es menor, a la vez que aumenta el contenido en margas y presentan un aspecto tableado. Se encuentran frecuentemente niveles bioclásticos interestratificados con granoselección positiva y muros erosivos, que corresponden a tempestitas. La abundancia de niveles de tempestitas indica que estas facies se han depositado por

encima del oleaje de tormenta, y pueden corresponder a niveles restringidos depositados en un *lagoon* somero.

FORMACIÓN CEHEGÍN)

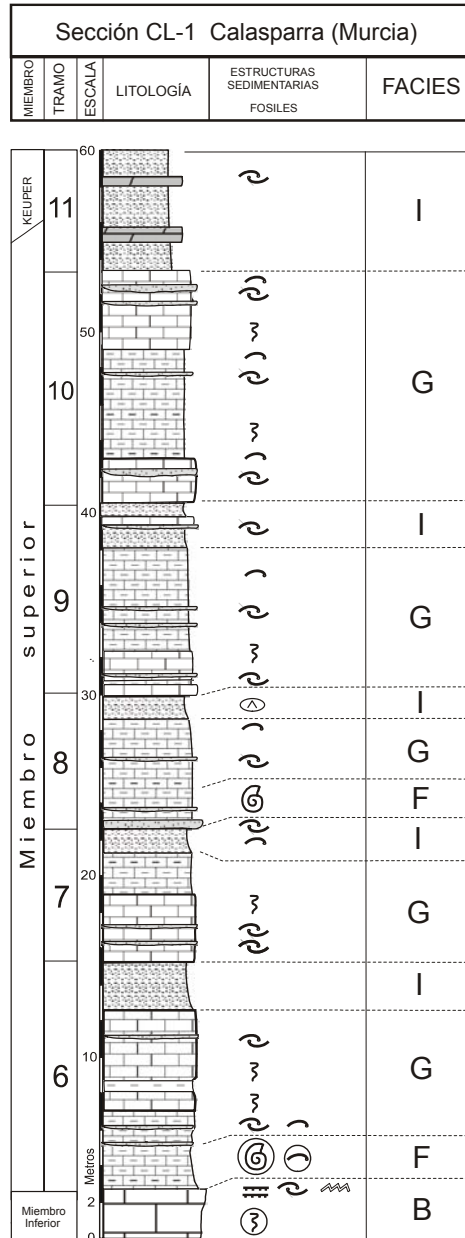
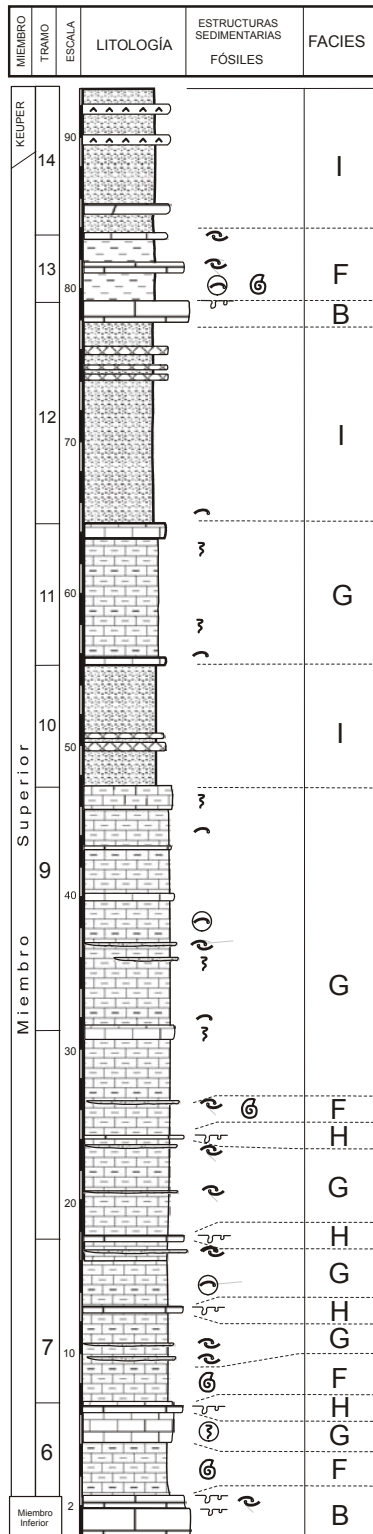


Fig. 33. Asociaciones de facies en el miembro superior de la Formación Cehegín, en una sección ideal, y en la sección de Calasparra (CL-1). La leyenda de las facies se explica en el texto.

### *Calizas bioclásticas con perforaciones (facies H, fig. 33)*

Estas facies son muy significativas, y solamente se encuentran en la Formación Cehegín (excepto en las sucesiones de tipo “Calasparra”). Son facies equivalentes a las definidas por Pérez López (1991) como *facies de Toribio*. Se trata de niveles de calizas masivas, con textura *packstone* a *grainstone* bioclástico, de espesor decimétrico a métrico, pero generalmente oscila entre 10-15 centímetros y 1 metro. La característica más significativa es la presencia de perforaciones en el techo debidas a organismos perforantes de tipo *Tripanites*, además de la ubicuidad de trazas de tipo *Thalassinoides*, que se encuentran rellenas y mineralizadas por dolomita férrica. El techo de esta litofacies corresponde a una discontinuidad, a veces erosiva, que provoca una cementación de los niveles calizos y su posterior colonización por organismos bioturbadores, en primer lugar, de fondos firmes (*firmgrounds*) y en segundo lugar, de fondos más endurecidos (*hardgrounds*). Por lo tanto, tras el estudio de las microfacies, se deduce que el medio de depósito es un medio muy somero, y que probablemente esta litofacies represente el techo de secuencias de somerización.

### *Lutitas verdes y ocreas (facies I, fig. 33)*

Constituyen niveles de 1 a 8 metros de espesor, dominados por lutitas verdes, masivas, de textura lajosa, sin bioturbación, que se asocian con niveles de carbonatos carniolares, yesos, dolomías y lutitas de tonos más ocreas. En ocasiones contiene fauna de bivalvos, fundamentalmente infaúnicos, aunque en general tiene un contenido fósil muy escaso. A veces se han reconocido delgados niveles bioclásticos, e incluso niveles con acumulación de “evaporitas” detríticas. Se asocian al resto de facies descritas anteriormente. La interpretación de esta facies presenta un cierto grado de controversia, debido a que al estar constituida preferentemente por lutitas verdes con muy poca fauna y con ausencia de cualquier estructura sedimentaria, se pueden atribuir tanto a depósitos profundos como a depósitos muy someros, de baja energía. Sin embargo, cuando las lutitas aparecen relacionadas con otros tipos de facies, como dolomías, carniolas o yesos, queda claramente determinado que se depositan en medios muy someros, que podrían corresponder a *lagoons* muy restringidos con una notable influencia continental. Solamente en los casos en los que las lutitas verdes no tienen asociada ninguna otra litología, puede plantear dudas sobre su medio de depósito.

### ***Depósitos de tormentas***

Los depósitos originados por tormentas están presentes durante prácticamente toda la sucesión estratigráfica de los carbonatos de facies Muschelkalk, y tienen un gran interés para el estudio de la evolución sedimentaria vertical de los sistemas deposicionales, sobre todo cuando el resto de las facies son poco significativas desde el punto de vista deposicional. Aunque se han mencionado en el apartado anterior como depósitos ligados a las facies ya descritas, estos depósitos merecen una atención especial debido a su gran desarrollo.

Suelen reconocerse como capas centimétricas gradadas, con acumulación de bioclastos u otros tipos de granos (oolitos, *pellets*, etc.) con muros erosivos y a veces



con algunas estructuras de corriente. Estos niveles son perfectamente diferenciables respecto a los niveles depositados en época de buen tiempo, debido principalmente al relleno bioclástico, que suele tener una granulometría mayor que los sedimentos de buen tiempo, y un aspecto más oscuro. Además de los depósitos de tormenta propiamente dichos, se pueden reconocer otras estructuras que están relacionadas con la acción de tormentas, que generalmente corresponden a una acción erosiva sobre el fondo de la cuenca (*pot* y *gutter cast*).

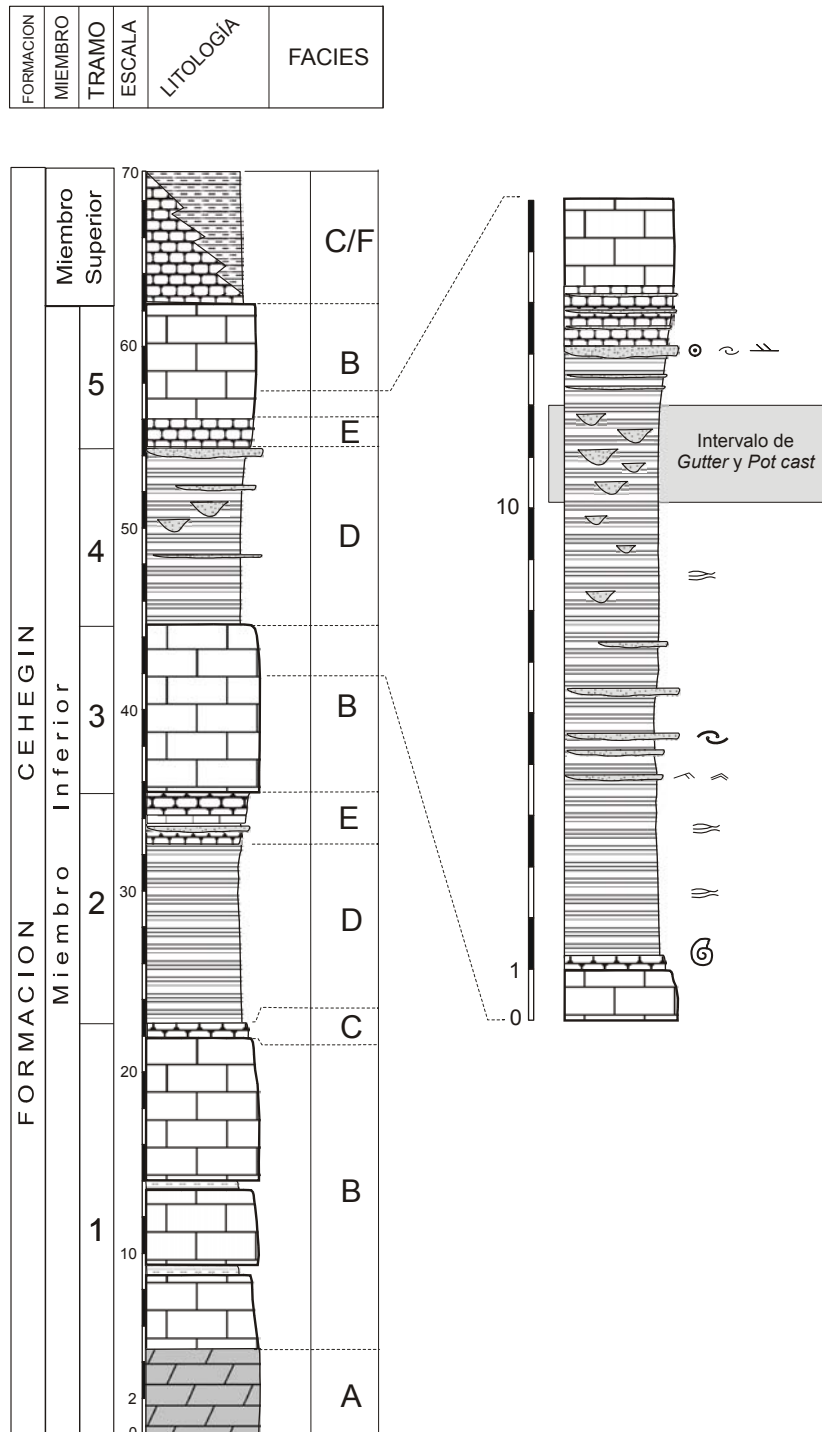


Fig. 34. Secuencias de facies en el miembro inferior de la Formación Cehegín, donde se incluye la evolución de los depósitos de tormentas, junto con las facies. Explicación en el texto.

De la misma manera que sucede con las facies anteriores, los depósitos de tormentas tienen una expresión diferente en cada uno de los miembros de las Formaciones Siles y Cehegín, que están relacionados con distintos patrones de evolución. Por esta razón, ha sido de gran interés integrar los datos que ofrecen estos depósitos debidos a tormentas, junto con el estudio de las demás facies y asociaciones de facies para comprender la evolución sedimentaria de los carbonatos de facies Muschelkalk.

#### *Depósitos de tormenta en el miembro inferior*

En el miembro inferior existen gran cantidad de estructuras y de depósitos originados por tormentas que muestran distintas características en la vertical. En conjunto, se han reconocido dos tipos principales de depósitos de tormenta, que muestran características transicionales entre ellos: capas centimétricas (tempestitas), con gradación de clastos (bioclastos) y estructuras sedimentarias poco frecuentes (*hummocky cross stratification* o laminación de *ripples*), que muestran bases erosivas; y rellenos bioclásticos de estructuras erosivas generadas por el oleaje de tormenta (*pot y gutter cast*), que suelen ser muy discontinuos y solamente muestran como estructura sedimentaria una granoclasificación positiva.

Las capas de tormenta y las estructuras erosivas de este miembro han sido previamente estudiadas por Pérez López (1998 y 2001), donde además se realiza un modelo sedimentario a partir de los sedimentos de cuenca y de la evolución de estos depósitos de tormenta.

Se han analizado varias de las características de los depósitos de tormenta en el miembro inferior, para establecer un modelo de evolución sedimentaria basado en la evolución vertical de las distintas tipologías de depósitos o estructuras de tormenta observadas, y se han relacionado con los sedimentos depositados en épocas de buen tiempo. Las características que se han analizado en los depósitos de tormenta han sido: espesor de las capas de tormenta, tipos de granos en las tempestitas, estructuras sedimentarias en las tempestitas y morfología y tamaño de las estructuras de *gutter cast*. Respecto a los depósitos de buen tiempo, se han tenido en consideración el tipo de facies que se desarrolla en cada momento, descrito en el apartado anterior.

El estudio se ha realizado para la mitad superior del miembro inferior de las Formaciones Siles y Cehegín, pues es donde se encuentran mejor desarrollados los depósitos de tormentas, y se han tomado datos de las secciones estratigráficas de Calasparra (CL-1), Canara (CN-1), Arroyo Hurtado (ARH-1), Sierra del Oro (SO-1), Huesa (RH-1) y Cambil (CMB-1). Fuera de la zona de estudio, también han sido de gran interés las observaciones realizadas en las secciones de Salmerón (Cabra del Santo Cristo) y Jauja (Pérez López, 1991).

Los depósitos y estructuras de tormentas se encuentran dentro de las secuencias de facies descritas previamente para el miembro inferior de la Formación Cehegín, concretamente en las litofacies: Calizas y margas con estratificación ondulada y Calizas nodulosas bioturbadas. Teniendo en cuenta los datos obtenidos a partir de las principales secciones estratigráficas de los carbonatos de facies Muschelkalk, se puede obtener una evolución de las características de los depósitos de tormenta en la secuencia de facies (fig. 34). Los primeros depósitos de tormentas corresponden a niveles lateralmente continuos, de 2-5 cm de espesor, que suelen ser de tamaño de grano limo, con ausencia de bioclastos y que desarrollan una laminación de *ripples*. Por encima se encuentran niveles de acumulación de bioclastos de entre 5-10 cm de espesor, lateralmente continuos, con bases erosivas y algunas canalizaciones, pero que no

muestran estructuras sedimentarias. Por encima de este intervalo empiezan a aparecer acumulaciones bioclásticas en estructuras de gutter y pot cast, que se pueden desarrollar durante varios metros. Por encima de este intervalo se encuentra un nivel calcarenítico con estratificación cruzada, que puede alcanzar los 20-30 cm. de espesor, y está compuesto por oolitos y bioclastos de muy pequeño tamaño, con laminación y estratificación cruzada. Por último, se encuentran delgados niveles bioclásticos, de entre 2 y 5 cm, también muy continuos. Estos últimos se suelen desarrollar dentro de las facies de Calizas nodulosas bioturbadas, mientras que los demás depósitos se encuentran en las facies de Calizas y margas con estratificación ondulada.

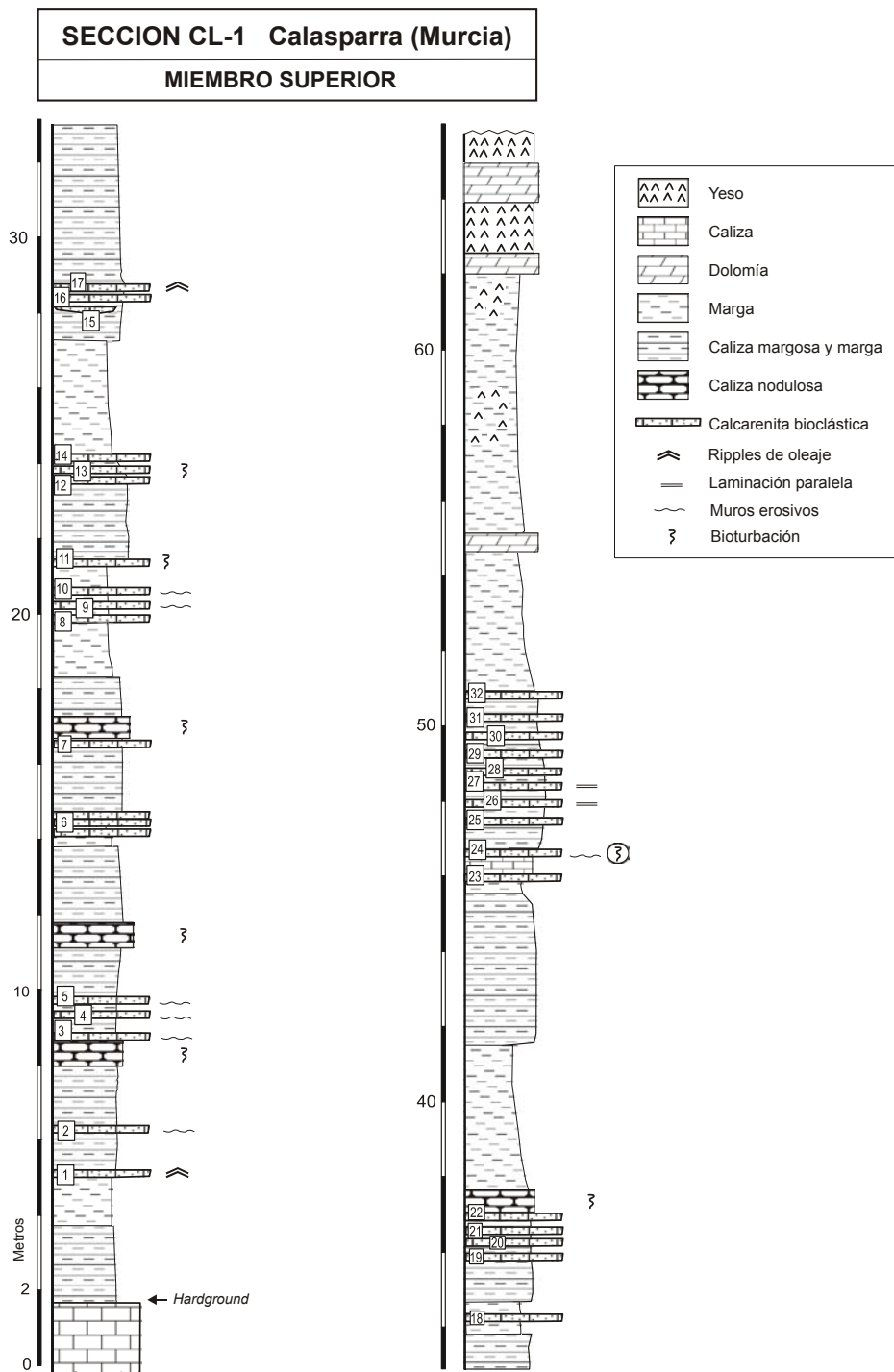


Fig. 35. Distribución de los niveles de tormenta en el miembro superior de la Formación Cehegín, en la Sección de Calasparra (CL-1). Modificada de Mouzouri (2004).

### *Depósitos de tormenta en el miembro superior*

En el miembro superior se encuentran solamente capas de tormenta que varían entre unos pocos centímetros y 30 centímetros como máximo, que muestran una importante extensión lateral, estando ausentes prácticamente las estructuras de erosión presentes en el miembro inferior (*pot* y *gutter cast*). El contenido de las tempestitas es fundamentalmente bioclástico, y en menor medida de oolitos y *pellets*. También son minoritarias las tempestitas que muestran un tamaño de grano fino, que normalmente tienen bien desarrolladas laminaciones de *ripples* debidas al oleaje de tormenta. El estudio detallado de las microfacies de las capas de tormenta en la vertical se ha realizado solamente en la sección de Calasparra (CL-1), por ser la sección donde excepcionalmente aparecen muchas capas de tormenta, y donde se exponen suficientemente las características sedimentarias de estas capas de tormenta (Mouzouri, 2004).

En la sección de Calasparra (CL-1), se observan del orden de 32 niveles bioclásticos, centimétricos, que muestran las características de ser depósitos originados por tormentas, y que aparecen como intercalaciones entre depósitos de buen tiempo, representados por facies de calizas y margas, calizas bioclásticas y lutitas verdes (fig. 35). Dominan los componentes esqueléticos (bivalvos, gasterópodos, equinodermos y foraminíferos), mientras que son muy poco frecuentes los granos no esqueléticos (oolitos, peloides o intraclastos). Las texturas más frecuentes son grainstones, packstones y floatstones-rudstones. La distribución de texturas y componentes de las tempestitas a lo largo de los 60 metros del miembro superior no sigue ningún patrón definido, y se repiten frecuentemente las texturas. Sin embargo, las tempestitas superiores suelen mostrar un mayor tamaño de grano, desarrollándose con frecuencia rudstones, y se encuentran en general menos distanciadas entre ellas.

### **Iconología**

El registro de la actividad bioturbadora de los organismos ha quedado bien preservado en los materiales carbonatados de facies Muschelkalk del Triásico Sudibérico. En muchas ocasiones la alta bioturbación ha sido un rasgo distintivo de las facies Muschelkalk en la zona Subbética, conociéndose con el nombre de *calizas de fucoides* (p. ej. Busnardo, 1975). Las diferentes actividades de los organismos en el fondo de la cuenca han generado estructuras de diverso tipo, que actualmente se preservan como trazas fósiles y que suelen utilizarse como criterios para la interpretación del medio de depósito (p. ej. Seilacher, 1978; Bottjer et al., 1988; Goldring, 1995).

Además de los estudios relacionados con la caracterización de parámetros medioambientales a través del estudio de las trazas fósiles (energía del medio, tasa de erosión/sedimentación, estabilidad del sustrato, condiciones redox, paleosalinidad, etc.), se han intentado relacionar los diversos tipos de asociaciones de trazas fósiles con variaciones en el nivel del mar. En este sentido, han sido muy valiosos los trabajos en los cuales se han utilizado criterios iconológicos para la delimitación de superficies estratigráficas que tienen un importante valor en estudios de Estratigrafía Secuencial: superficies transgresivas, superficies de máxima inundación, límites de secuencias y parasecuencias, etc. (Frey y Howard, 1990; Savrda, 1991; McEachern et al., 1992; Pemberton et al., 1992 y Savrda, 1995).

En el caso del Muschelkalk del Triásico Sudibérico, es destacable la expresión de las trazas fósiles en los diversos afloramientos (Pérez López, 1997). En este trabajo solamente se pretende realizar un estudio icnológico principalmente descriptivo, basado en el reconocimiento de trazas y asociaciones de trazas fósiles, y su relación con las facies sedimentarias. El reconocimiento de las trazas fósiles, en conjunción con los datos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos, ha permitido un mejor conocimiento sobre el medio de depósito, sobre su evolución y sobre el significado de diversas superficies estratigráficas que muestran unas características icnológicas significativas. La identificación de estas superficies dentro de un marco bioestratigráfico y litoestratigráfico coherente puede ayudar a la realización de correlaciones precisas entre secciones alejadas (p. ej. Olóriz y Rodríguez Tovar, 2000).

### ***Índice de Bioturbación***

El Índice de Bioturbación (BI) fue introducido por primera vez por Reineck (1963) para caracterizar de manera numérica los distintos grados de bioturbación en una sección estratigráfica. Posteriormente, Taylor y Goldring (1993) completan y actualizan el concepto de Índice de Bioturbación. Describen 7 grados de bioturbación, que varían desde BI= 0, cuando no hay bioturbación, hasta BI= 6, cuando la bioturbación del sedimento es completa. Además, el Índice de Bioturbación refleja también la cantidad de sedimento reabajado por bioturbación frente a la existencia de fábricas sedimentarias originales (Taylor et al., 2003).

El estudio del Índice de Bioturbación se ha realizado en el miembro inferior de los carbonatos de la Formación Cehegín, donde las bioturbaciones alcanzan mayor desarrollo. Dado que se trata de un estudio preliminar, y teniendo en cuenta las limitaciones propias de una caracterización del grado de bioturbación basada solamente en el Índice de Bioturbación, solamente se ha tenido en cuenta el grado de bioturbación en capas caracterizadas únicamente por el icnogénero *Planolites*, por ser el más abundante y el que mayor registro tiene. De esta forma, la variación en el índice de bioturbación que se ha obtenido podría reflejar cambios reales en el medio sedimentario debidos a factores ecológicos (oxigenación, nutrientes) o sedimentológicos (variación en la tasa de sedimentación), que afectaron a este tipo de traza fósil.

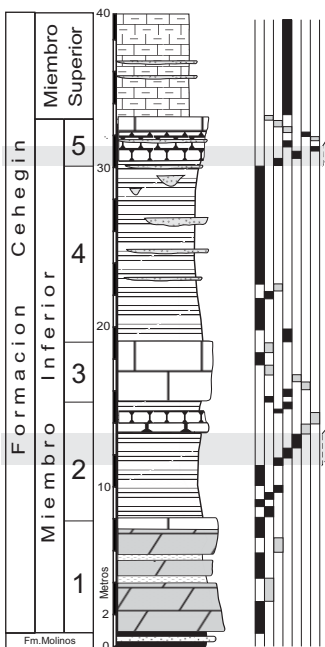
En la figura 36 se representa gráficamente el Índice de Bioturbación en capas con *Planolites* para la Formación Cehegín, en las cuatro secciones tipo de esta formación: CL-1 (Calasparra), CN-1 (Canara), ARH-1 (Arroyo Hurtado) y SO-1 (S<sup>a</sup> del Oro). Como puede verse en la figura A, los patrones que sigue el Índice de Bioturbación en la vertical son similares en las cuatro secciones. Se han resaltado dos intervalos donde la concentración de *Planolites* aumenta gradualmente desde una bioturbación prácticamente nula (BI=0), hasta una bioturbación moderada-alta (BI entre 3-4), y en algunos casos máxima (BI=6). Estos dos intervalos se sitúan justamente por debajo del segundo y tercer tramo de calizas masivas (tramos 3 y 5), excepto en la sección ARH-1, donde no existe el segundo tramo de calizas masivas. Fuera de estos dos intervalos, el Índice de Bioturbación suele ser bajo-medio, comprendido entre 0 y 3, y se distribuye de manera más aleatoria.

Fig. 36. Representación del índice de bioturbación en las secciones de referencia de la Formación Cehegín. Se han señalados los dos momentos en los cuales el índice de bioturbación es máximo..

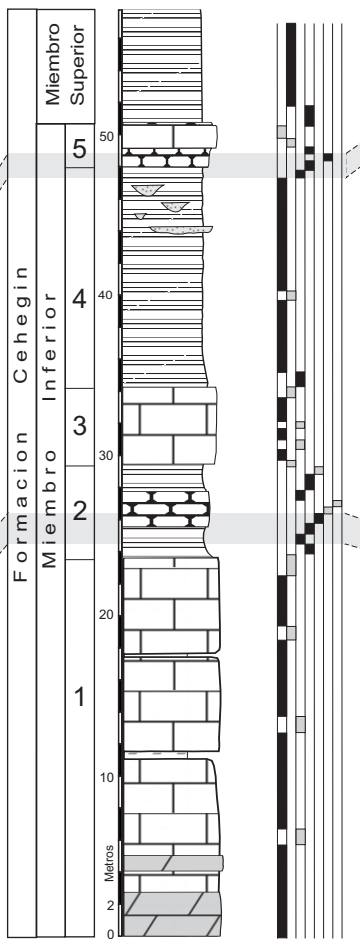
INDICE DE BIOTURBACION DE *Planolites*

INDICE DE BIOTURBACION DE OTROS ICNOGÉNEROS

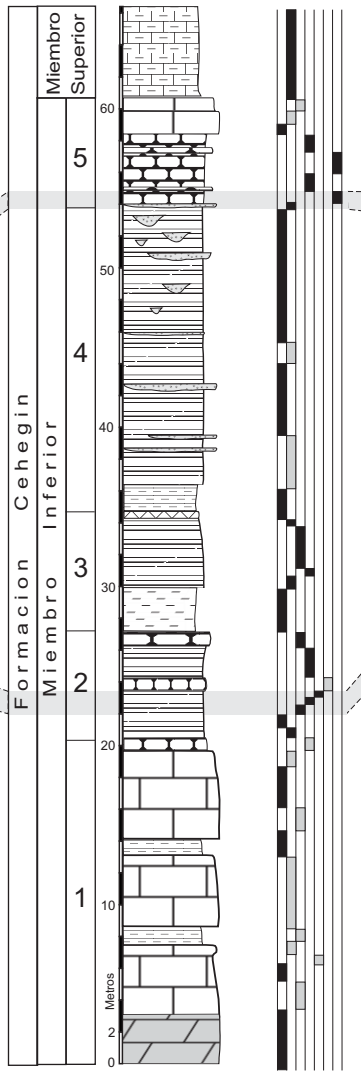
SECCION CL-1 Calasparra (Murcia)				
FORMACION	MIEMBRO	TRAMO	ESCALA	INDICE DE BIOTURBACION



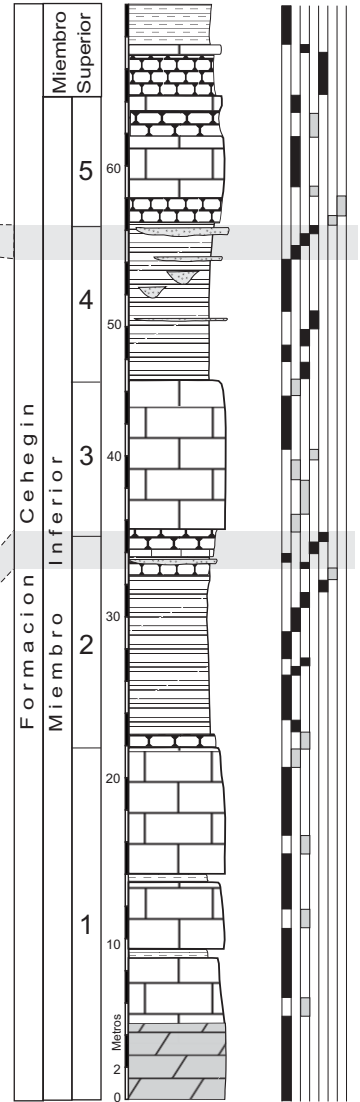
SECCION CN-1 Canara, Cehegin (Murcia)				
FORMACION	MIEMBRO	TRAMO	ESCALA	INDICE DE BIOTURBACION



SECCION ARH-1 Arroyo Hurtado, Bullas (Murcia)				
FORMACION	MIEMBRO	TRAMO	ESCALA	INDICE DE BIOTURBACION



SECCION SO-1 Sierra del Oro, Cieza (Murcia)				
FORMACION	MIEMBRO	TRAMO	ESCALA	INDICE DE BIOTURBACION



### *Asociaciones de trazas fósiles*

Aparte del reconocimiento de *Planolites*, también se han diferenciado en el miembro inferior de la Formación Cehegín los icnogéneros *Gastrochaenolites*, *Diplocraterium*, *Rhizocorallium*, *Thalassinoides* y *Trypanites*. Estos icnogéneros se han agrupado en tres asociaciones, entendiéndose por ellas al conjunto de trazas que se registran en una unidad de roca, denominadas Asociación de *Planolites*, Asociación de *Rhizocorallium-Diplocraterium* y Asociación de *Gastrochaenolites-Thalassinoides*.

#### - Asociación de *Planolites*

Esta asociación está compuesta prácticamente en su totalidad por trazas de *Planolites*, aunque se pueden encontrar trazas aisladas de *Rhizocorallium*, que no llegan a superar el 1 % respecto a las trazas de *Planolites*. Las estructuras de *Planolites* tienen generalmente diámetros inferiores a un centímetro, aunque en ocasiones se observan pistas que pueden llegar a alcanzar los 2 cm de diámetro. Su longitud puede llegar a los 30 centímetros. Esta asociación está dominada por huellas que se producen en fondos blandos (*softground*) y corresponden a trazas de pastoreo (*pascichnia*) o de alimentación (*fodinichnia*) que se pueden desarrollar en medios tanto aeróbicos como disaeróbicos (Olóriz y Rodríguez-Tovar, 2002). Las trazas de *Planolites* han sido descritas en distintos medios submareales cercanos a la costa, pero generalmente se encuentran en áreas desde *nearshore* hasta *offshore*, por debajo del nivel del oleaje en buen tiempo, pero afectadas eventualmente por el oleaje de tormenta (p. ej. Pemberton *et al.*, 1992).

#### - Asociación de *Rhizocorallium-Diplocraterium*

Está compuesta aproximadamente por un 70 % de trazas de *Rhizocorallium* frente a un 25 % de trazas de *Diplocraterium*, correspondiendo el 5 % restante a trazas de *Planolites* aislados. Los ejemplares de *Rhizocorallium* no superan los 10 cm. de anchura y pueden alcanzar hasta unos 30 cm. de longitud, mientras que *Diplocraterium* tienen dimensiones menores en general, con anchuras que no superan los 5 cm y una longitud máxima de 10 cm. Algunas de las trazas asignadas a formas irregulares de *Rhizocorallium* podrían corresponder a *Zoophycos*, puesto que se asemejan a las huellas descritas en medios muy similares en el Muschelkalk superior de Alemania (Knaust, 2004), pero en cualquier caso son también muy minoritarias. Las trazas de esta asociación han sido identificadas en depósitos submareales, en relación con niveles de tormentas, en rampas carbonatadas del Triásico medio de Alemania (Aigner, 1985; Knaust, 1998).

#### - Asociación de *Gastrochaenolites-Thalassinoides*

Esta asociación está compuesta por *Gastrochaenolites*, *Trypanites* y *Thalassinoides*, en muy diferentes porcentajes según el nivel. Las trazas de *Thalassinoides* suelen tener diámetros comprendidos entre 1 y 3 cm, y aparecen rellenas de sedimento bioclástico que se encuentra ligeramente dolomitizado debido a su porosidad mayor frente al conjunto de la roca. Las trazas de *Gastrochaenolites* y *Trypanites* corresponden a perforaciones desarrolladas en una superficie endurecida, en

algunos casos con óxidos de hierro, y tienen diámetros que oscilan entre 2 cm y unos pocos milímetros. Estas dos últimas trazas cortan a las trazas de *Thalassinoides*, por lo que se pueden distinguir básicamente dos etapas de colonización. Esta asociación corresponde a bioturbaciones producidas por *Thalassinoides* en zonas submareales muy cercanas a la costa, por encima del nivel de base del oleaje cuando el sustrato todavía está blando (Bromley, 1994), a las que se superponen las trazas de *Trypanites* y *Gastrochaenolites*, producidas en sustratos más endurecidos, y en algunas ocasiones después de episodios erosivos.

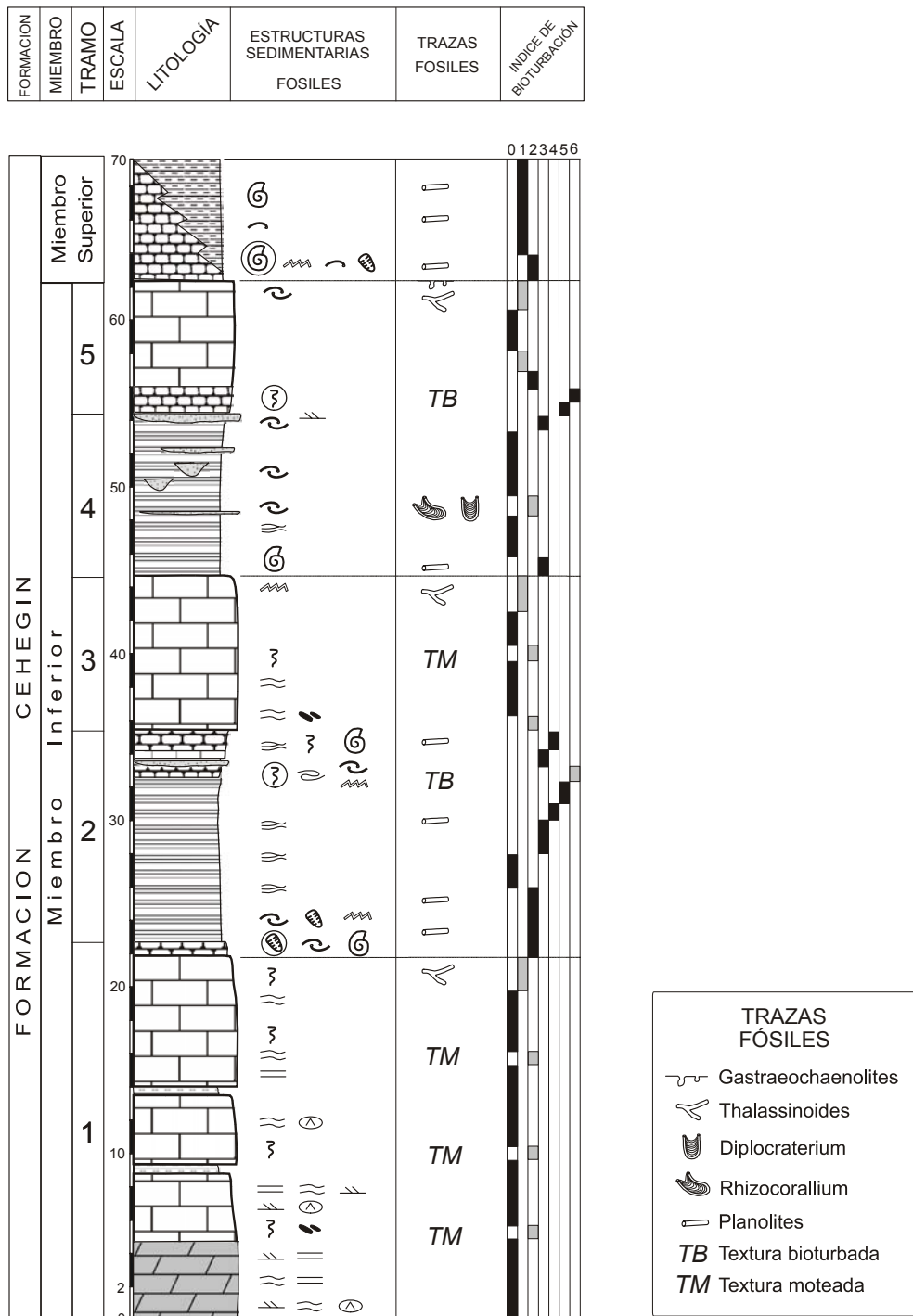


Fig. 37. Distribución de las trazas fósiles y del índice de bioturbación en el miembro inferior de la Formación Cehegín.



### ***Asociación de trazas fósiles y su relación con las facies***

Las distintas asociaciones de trazas fósiles guardan una relación con las facies sedimentarias en las que aparecen. En general, se puede decir que: 1) la Asociación de *Planolites* se desarrolla en las facies de margas y margocalizas con estratificación ondulada, y en las facies de calizas nodulosas, 2) la asociación de *Rhizocorallium-Diplocraterium* aparece principalmente en niveles asociados a depósitos de tormentas (tempestitas) o estructuras de erosión generadas durante las tormentas (*gutter cast*) y 3) la asociación de *Gastrochaenolites-Thalassinoides* se encuentra en calizas bioclásticas y oolíticas, asociadas a discontinuidades sedimentarias.

En la figura 37, se ha representado una columna sintética del miembro inferior de la Formación Cehegín, con la distribución de las trazas fósiles y el Índice de Bioturbación medio para las capas con *Planolites*. Además se ha dividido la sección en tramos litológicos que responden a asociaciones de facies cíclicas. De esta manera, se puede observar que cada una de las secuencias de facies comienza con trazas pertenecientes a la Asociación de *Planolites*, desarrolladas en los materiales margosos y margocalizos, que muestran una tendencia al aumento en el Índice de Bioturbación. Las secuencias de facies terminan con la Asociación de *Gastrochaenolites-Thalassinoides*, desarrolladas sobre calizas masivas o bioclásticas. La Asociación de *Rhizocorallium-Diplocraterium* solamente se ha reconocido en la parte media del tramo litológico 4 (fig. B), justamente donde empiezan a aparecer los primeros depósitos de tormentas. En conjunto, la evolución de las asociaciones de trazas, junto con las facies, parecen indicar que se trata de secuencias de somerización, pues se pasa de las asociaciones que se desarrollan sobre sustratos de tipo *softground*, por debajo del nivel de base del oleaje de tormenta y con ammonoideos, a calizas que muestran microfacies de aguas someras (oolitos, bioclastos, pellets, etc.) donde se desarrolla la Asociación de *Gastrochaenolites-Thalassinoides*. Esta asociación corresponde a una asociación que primeramente se ha desarrollado sobre fondos blandos a firmes, con la bioturbación de *Thalassinoides*, pero que posteriormente este fondo ha sufrido procesos de endurecimiento, desarrollándose las trazas de *Gastrochaenolites* y *Trypanites*. El endurecimiento del fondo y la formación de un *hardground*, con precipitación de óxidos de hierro, se puede haber desarrollado en la etapa transgresiva siguiente, donde se pueden haber producido fenómenos de interrupción sedimentaria que producen el endurecimiento (Bertling, 1999; Malpas et al., 2005).

### **Interpretación y evolución de los medios sedimentarios**

Del estudio de las principales facies reconocidas en los dos miembros de las Formaciones Siles y Cehegín, así como de los datos obtenidos a partir del estudio de los depósitos de tormentas y del estudio icnológico, se pueden obtener algunas conclusiones sobre los medios sedimentarios y la evolución de los carbonatos de facies Muschelkalk del Triásico Sudibérico.

En primer lugar, los depósitos carbonatados de facies Muschelkalk pueden interpretarse como sedimentos con características típicas de mares someros epicontinentales, debido al desarrollo de dolomías y calizas con laminaciones criptalgales con moldes de evaporitas, calizas margosas bioturbadas, lutitas ocreas con niveles carniolares, niveles de evaporitas, etc. Además, el análisis de facies y los

depósitos y estructuras de tormentas nos indican distintos modelos sedimentarios para los dos miembros de las Formaciones Siles y Cehegín, pero siempre en un contexto marino de poca profundidad.

El miembro inferior de las Formaciones Siles y Cehegín se ha depositado en un contexto de rampa carbonatada, con una influencia notable de las tormentas (Pérez López, 1991, Pérez López, 2001). La ausencia de depósitos de alta energía que podrían corresponder a barreras dentro de la plataforma, junto con el paso gradual de depósitos de llanuras de mareas (calizas laminadas) a depósitos constituidos por facies marinas de baja energía también permiten interpretar que el depósito del miembro inferior de los carbonatos de facies *Muschelkalk* se ha efectuado en una rampa que podría considerarse como de tipo homoclinal (Read, 1985). En algunos sectores se han encontrado niveles con *slumping* que indican una mayor pendiente de la rampa, sobre todo en los primeros depósitos de las facies de calizas y margas con estratificación ondulada.

En el miembro superior se han observado facies y asociaciones de facies distintas a las del miembro inferior. Por un lado se encuentra un mayor desarrollo de facies lutíticas con niveles carníolares y yesíferos, sobre todo hacia la parte superior, mientras que por otro lado, son muy abundantes las facies de calizas bioclásticas bioturbadas, con frecuentes niveles de tempestitas. Son claramente más frecuentes las secuencias de somerización, cracterizadas principalmente por las calizas bioclásticas con perforaciones. El análisis de las tempestitas, junto con las asociaciones de facies, permiten interpretar que durante el depósito de este miembro, la rampa carbonatada desarrollada en el miembro inferior evoluciona hacia medios sedimentarios que muestran una pendiente menor y una progresiva somerización (Pérez López, 1991).

Los primeros depósitos del *Muschelkalk* sobre los sedimentos detríticos de facies *Buntsandstein* corresponden a dolomías mesocristalinas (facies de Dolomías marrones), que indican depósitos de una cierta energía en zonas cercanas a la costa (nearshore). Sobre estos depósitos, las facies de calizas laminadas, de aspecto masivo, indican la instalación de grandes y extensas llanuras de mareas, con desarrollo de mallas de algas (*algal mats*). Justamente por encima de las facies de calizas laminadas se encuentran las facies de calizas y margas con estratificación ondulada, con *gutter* y *pot cast*. Estas facies corresponden a facies de rampa intermedia, donde el nivel de base del oleaje de tormenta está muy cercano, y se depositan sobre una superficie de transgresión desarrollada sobre las calizas laminadas, que frecuentemente representa superficies de omisión con desarrollo de *hardgrounds*. En algunos sectores, la transgresión se manifiesta por el desarrollo de calizas nodulosas con ammonoideos (facies de calizas nodulosas bioclásticas). Durante el depósito de las facies de calizas y margas con estratificación ondulada se van intercalando depósitos de tormenta hasta que se pasa a las facies de calizas nodulosas bioturbadas, debido a un aumento en el grado de bioturbación que puede deberse a una ralentización en la tasa de sedimentación. Por encima de las calizas nodulosas se pasa de nuevo a calizas laminadas o calizas bioclásticas que en algunos sectores contienen oolitos y *pellets*. En la Formación Cehegín, se pueden observar hasta dos ciclos completos de estas características, que evidencian en conjunto, ciclos de somerización interrumpidos por superficies de transgresión.

En el límite entre los dos miembros de los carbonatos del *Muschelkalk* se produce un cambio de polaridad en la evolución sedimentaria, observándose en el miembro superior secuencias sedimentarias que muestran una tendencia regresiva generalizada, con un mayor desarrollo hacia la parte superior de facies costeras o de transición. Se pueden interpretar numerosos ciclos compuestos por calizas y margas, que pasan hacia calizas bioclásticas bioturbadas con niveles de tormentas, que terminan

en niveles lutíticos ocres, o en los niveles de calizas bioclásticas con perforaciones en el techo. Estos ciclos se desarrollan en áreas donde la pendiente no es importante, y se interpretan como ciclos de somerización debido a la progradación de los sistemas litorales sobre la plataforma, donde las facies de barrera no deberían de ser muy importantes, existiendo pequeños *shoals* que corresponderían a las calizas bioclásticas. En estos ciclos, el contenido fósil está dominado por bivalvos marinos, que muestran una clara conexión con el mar abierto. La inclusión a partir de la parte media del miembro superior de niveles carniolares y yesíferos, evidencia una tendencia regresiva general y un paso gradual hacia las facies Keuper. En estos niveles se suelen encontrar faunas de bivalvos dominadas por especies oportunistas, que colonizan medios muy restringidos, con alta salinidad (p. ej. *Pseudocorbula gregaria*), sin embargo, todavía existen importantes episodios marinos intercalados entre facies netamente continentales, donde existen faunas de bivalvos propiamente marinas (*Gervillia jouleaudi*) e incluso ammonoideos y nautiloideos.

La conexión que existe entre facies intramareales de baja energía y facies marinas con ammonoideos sin mediar facies de alta energía, que se pudieran relacionar con barreras, corroboran la interpretación de un mar epicontinental compartimentado para estos carbonatos de facies Muschelkalk.

### **Estratigrafía secuencial**

En este trabajo, la Estratigrafía secuencial se ha usado desde un punto de vista fundamentalmente analítico (cfr. Vera 1994), porque existe una gran dificultad para obtener las líneas tiempo debido a la ausencia de datos bioestratigráficos precisos, por lo que el marco cronoestratigráfico no se puede definir bien. Por tanto, el estudio de la Estratigrafía secuencial en los carbonatos del Muschelkalk ha tenido por objetivo fundamental el reconocimiento de discontinuidades estratigráficas, que separan unidades genéticamente relacionadas depositadas bajo las mismas condiciones del nivel del mar (cortejos sedimentarios). De esta manera, la Estratigrafía secuencial ha ayudado a la realización de correlaciones entre las distintas secciones de carbonatos de facies Muschelkalk, sobre todo en aquellas en las cuales no existen otros criterios de correlación.

### ***Discontinuidades en la Formación Siles***

Los carbonatos de la Formación Siles muestran pautas litoestratigráficas muy similares, que han permitido una perfecta correlación litoestratigráfica, en ocasiones realizada tramo por tramo. En la figura 38 se representan las secciones estratigráficas que caracterizan la Formación Siles, correspondientes a las secciones de Huesa (RH-1), Cortijos Nuevos (CJN-1), Siles (SIL-1), Riópar (RIO-1) y Bogarra (POT-1). Tanto las características litológicas, como la presencia de estructuras sedimentarias y el contenido fósil siguen patrones similares en todas las secciones. Las secciones que muestran una mayor variabilidad de facies son las secciones de Huesa (RH-1) y Bogarra (POT-1). También estas secciones corresponden a los afloramientos más alejados del área tipo.

En el miembro inferior se han reconocido tres discontinuidades estratigráficas, de las cuales la más importante es la que separa el miembro inferior del miembro superior. La primera de las discontinuidades se sitúa a techo del tramo constituido por las facies de dolomías oscuras (tramo 1), y está representada por un nivel con

acumulación de bioclastos, donde abundan los crinoides. La segunda discontinuidad es de orden menor, y tiene una menor expresión, y separa los tramos 2 y 3, excepto en la sección de Bogarra (POT-1), donde separa el tramo 3 y 4. En el miembro superior se reconocen básicamente tres tramos (5, 6 y 7 para la sección POT-1 y 4, 5 y 6 para las demás secciones), que aparecen bien representados en todas las secciones, con características similares. Por encima del tramo de calizas nodulosas (tramo 6 en la sección POT-1, y tramo 5 en las demás secciones) se sitúa una discontinuidad que corresponde a la transición a las facies Keuper.

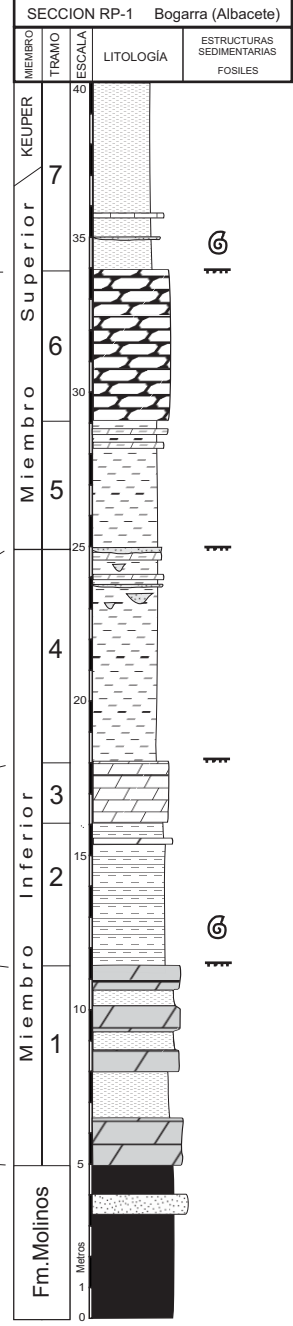
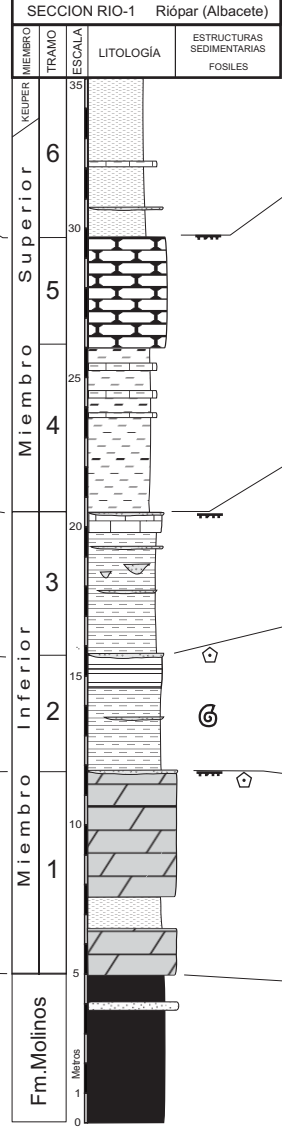
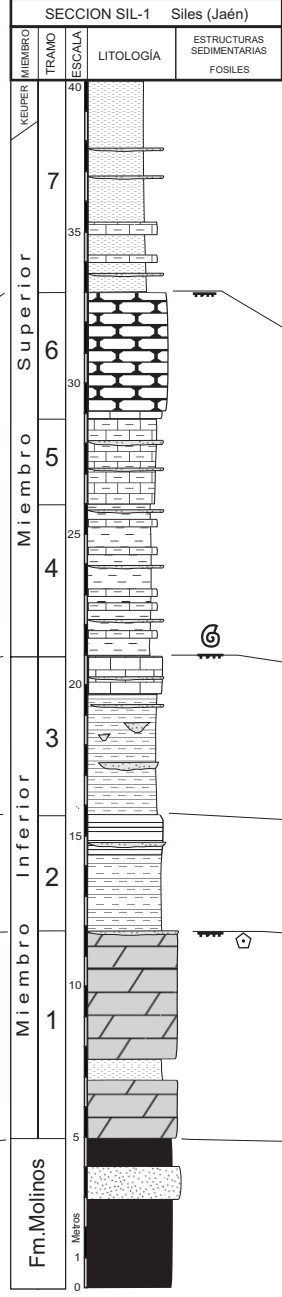
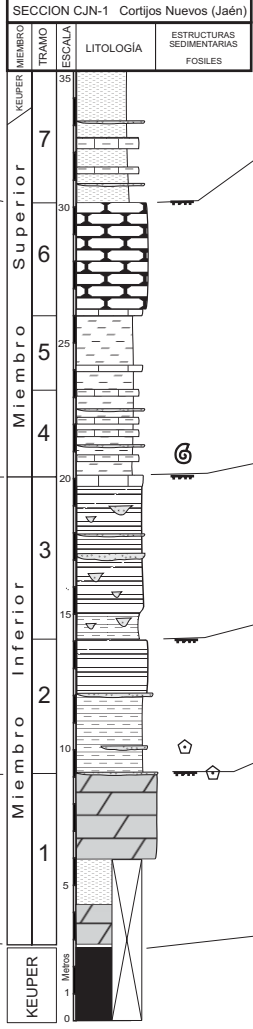
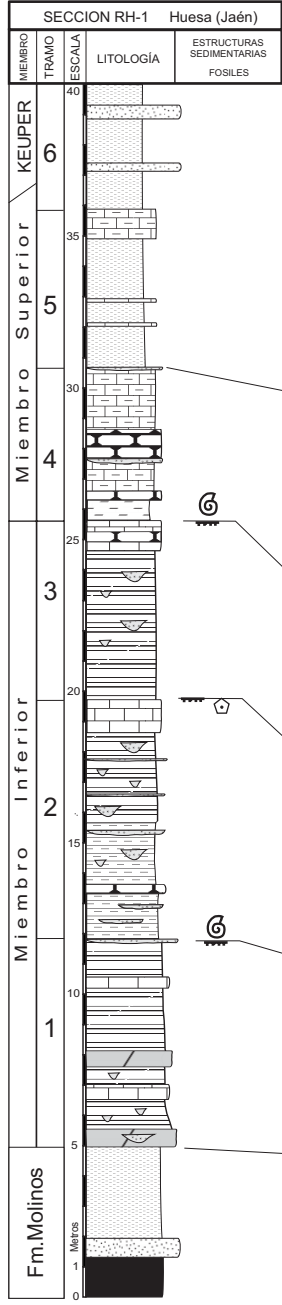
### ***Discontinuidades en la Formación Cehegín***

En la figura 39 se muestra un panel de correlación entre las secciones estratigráficas que caracterizan la Formación Cehegín: Calasparra (CL-1), Canara (CN-1), Arroyo Hurtado (ARH-1) y Sierra del Oro (SO-1). Se puede observar que existe una buena correlación litoestratigráfica para el miembro inferior de la Formación Cehegín, que está caracterizado por la presencia de tres bancos de calizas masivas (tramos 1, 3 y 5), excepto en la sección de Arroyo Hurtado (ARH-1), donde el segundo de los bancos no aparece. En esta última sección, se ha correlacionado con el segundo banco un nivel de dolomía muy amarillenta, con claros signos de haberse depositado en condiciones de muy poca profundidad, y que representaría la regresión que se manifiesta en las demás secciones a techo del segundo banco. Para el miembro superior, las secciones de Canara (CN-1), Arroyo Hurtado (ARH-1) y Sierra del Oro (SO-1) se pueden correlacionar perfectamente debido a la presencia de las facies de calizas con perforaciones (facies H, fig. 33), que representan pequeñas discontinuidades asociadas a paros en la sedimentación y que se manifiestan en todo el área donde se han levantado estas secciones estratigráficas. En la sección de Calasparra no existen las facies de calizas con perforaciones, y en su lugar aparecen las facies de lutitas verdes (facies I, fig. 33), que representarían también el final de las secuencias de somerización, por lo que se han correlacionado tentativamente con los niveles de calizas con perforaciones. La parte más alta de los carbonatos de la Formación Cehegín solamente aparece en las secciones de Canara (CN-1), Arroyo Hurtado (ARH-1) y Sierra del Oro (SO-1), donde se reconocen dos intercalaciones de facies lutíticas costeras (tramos 10 y 12). La base de la intercalación inferior se ha correlacionado con el final de la sección de Calasparra, sin embargo en las secciones anteriormente referidas, todavía después de la segunda intercalación de facies costeras, existe un importante episodio marino (tramo 13) que constituye un excelente nivel guía en el campo, por presentar abundantes ammonoideos y bivalvos (p. ej. *Gervillia* sp.).

---

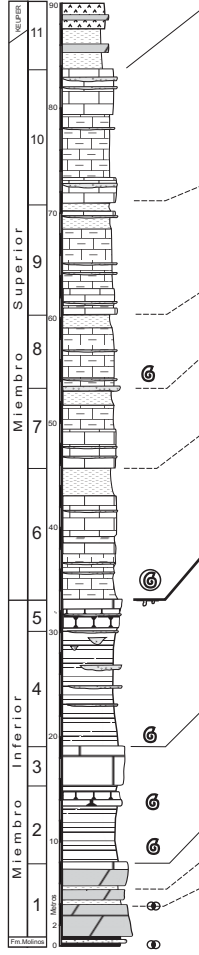
Fig. 38. Panel de correlación entre las distintas secciones de la Formación Siles.

Fig. 39. Panel de correlación entre las distintas secciones de la Formación Cehegín.



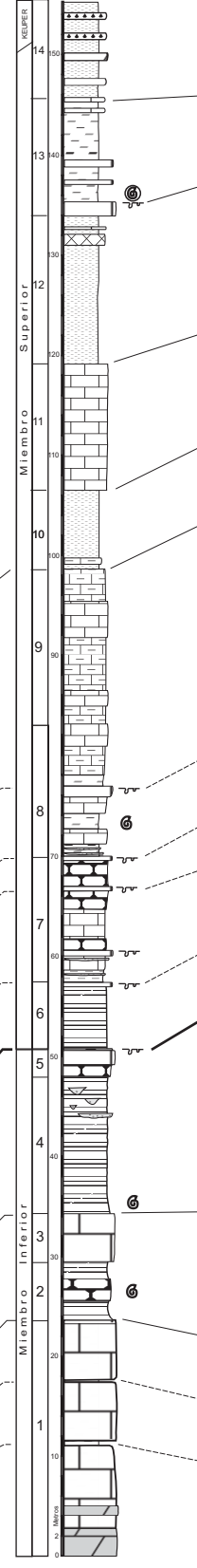
SECCION CL-1 Calasparra (Murcia)

Miembro	Tramo	Escala	Litología	Estructuras Sedimentarias	Fósiles
---------	-------	--------	-----------	---------------------------	---------



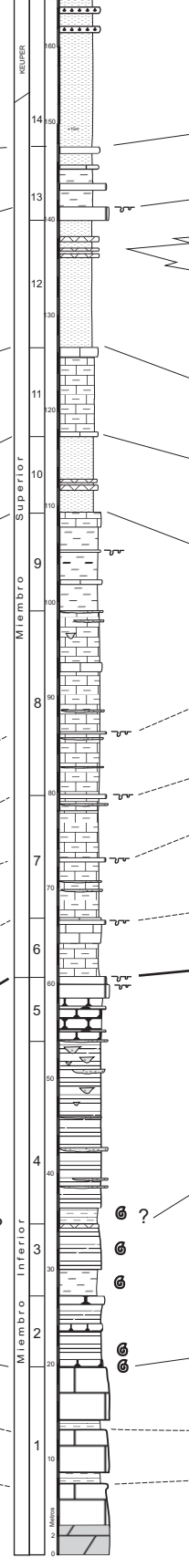
SECCION CN-1 Canera (Murcia)

Miembro	Tramo	Escala	Litología	Estructuras Sedimentarias	Fósiles
---------	-------	--------	-----------	---------------------------	---------



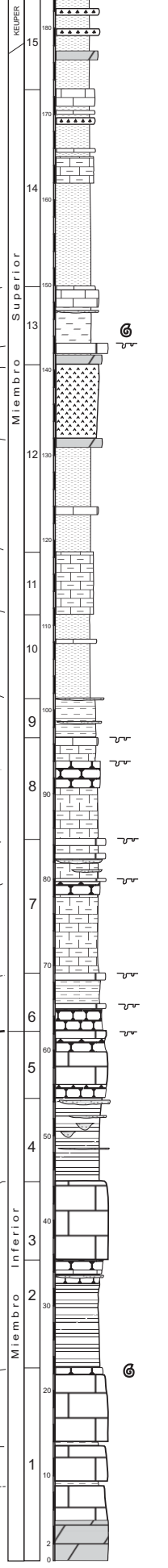
SECCION ARH-1 Arroyo Hurtado (Murcia)

Miembro	Tramo	Escala	Litología	Estructuras Sedimentarias	Fósiles
---------	-------	--------	-----------	---------------------------	---------



SECCION SO-1 Sierra del Oro (Murcia)

Miembro	Tramo	Escala	Litología	Estructuras Sedimentarias	Fósiles
---------	-------	--------	-----------	---------------------------	---------



### ***Cortejos sedimentarios***

Los carbonatos del Muschelkalk del Triásico Sudibérico están enmarcados dentro de una secuencia deposicional que comienza en los materiales del Buntsandstein y termina hacia el inicio del Keuper (Pérez López, 1991). Dentro de esta secuencia deposicional, en el Muschelkalk se han reconocido materiales depositados durante el cortejo transgresivo y el cortejo de alto nivel del mar (fig. 40). El cortejo transgresivo está constituido por el miembro inferior de las Formaciones Siles y Cehegín, y el cortejo de alto nivel del mar por el miembro superior. Entre ambos miembros, se ha reconocido una discontinuidad que corresponde a la superficie de máxima inundación (Pérez López et al., 2003, 2005). Este dispositivo se ha reconocido en todas las secciones de los carbonatos de facies Muschelkalk del Triásico Sudibérico en la zona de estudio, y también en todo el sector central de la Cordillera Bética, y constituye un valioso elemento de correlación, principalmente entre la Formación Siles y la Formación Cehegín.

También se han reconocido distintas parasecuencias, tanto en el miembro inferior como el superior, que se han utilizado como criterio de correlación. Estas parasecuencias están limitadas por superficies de inundación, y tienen una tendencia regresiva.

### **Correlaciones entre la Formación Siles y la Formación Cehegín**

Las dos formaciones definidas para los carbonatos de facies Muschelkalk en el Triásico Sudibérico muestran entre sí suficientes diferencias estratigráficas, de modo que su correlación desde el punto de vista litoestratigráfico no es fácil. A pesar de que se han distinguido facies similares, la gran diferencia de potencia entre las secciones tipo de la Formación Siles (con un máximo de 30 metros) y las secciones de la Formación Cehegín (entre 80 y 170 metros) plantea dificultades en el momento de tomar como líneas de correlación la base y el techo de los carbonatos de facies Muschelkalk con los materiales del Buntsandstein y del Keuper, respectivamente.

Como se discutirá en el epígrafe de Bioestratigrafía, ambas formaciones son equivalentes en edad, pues contienen faunas del Ladiniense. Sin embargo, no existe todavía suficiente control bioestratigráfico para ver si la base o el techo de las facies Muschelkalk son isócronos en todas las secciones, o si por el contrario, existe una heterocronía y que en realidad estos límites correspondan a cambios laterales de facies con las facies Buntsandstein, por debajo, o con las facies Keuper, por encima.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, la existencia de dos miembros litológicos en ambas formaciones que responden a una evolución sedimentaria desarrollada en distintos cortejos sedimentarios permite la obtención de una línea de correlación para la superficie que separa los dos miembros, que corresponde a una discontinuidad desarrollada sobre la superficie de máxima inundación que separa el cortejo transgresivo (miembro inferior) del cortejo de alto nivel del mar (miembro superior). Esta discontinuidad está presente en todas las secciones estratigráficas de las Formaciones Siles y Cehegín, por lo que constituye un excelente nivel de correlación. De la misma manera, en el miembro inferior de la Formación Siles se han reconocido secuencias de somerización equivalentes a las del miembro inferior de la Formación Cehegín, junto con algunas características sedimentológicas particulares (p. ej. estructuras de *gutter* y *pot cast*) situadas en posiciones estratigráficas equivalentes. Para el miembro superior, sin embargo, la correlación litoestratigráfica presenta muchas

dificultades, por no existir secuencias bien definidas ni ninguna característica estratigráfica destacable.

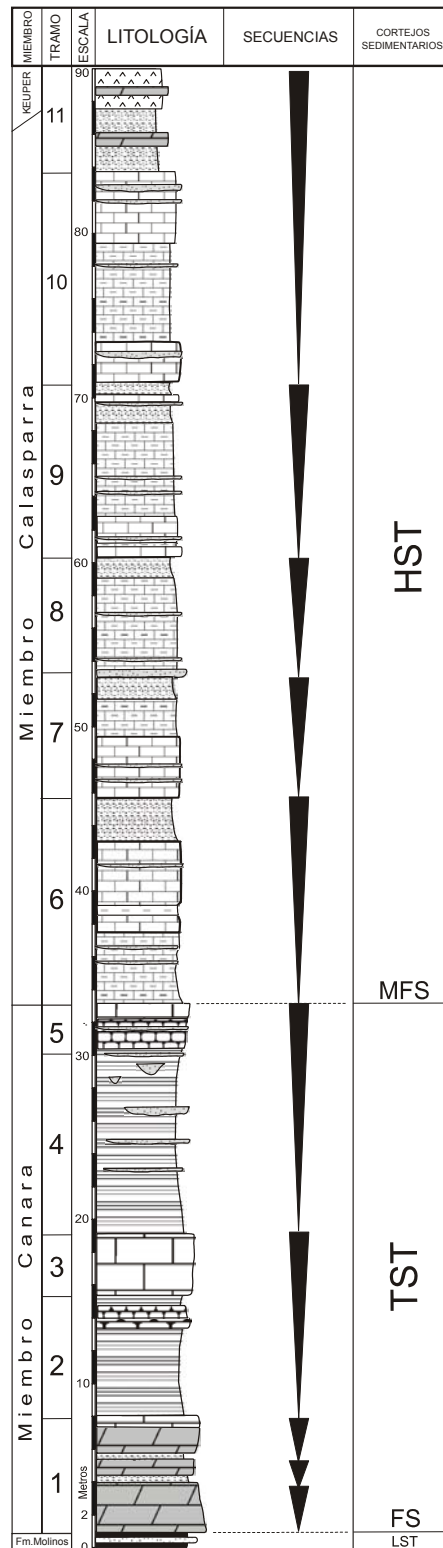


Fig. 40. Secuencias reconocidas en la Formación Cehegín (Sección de Calasparra), y su correlación con los cortejos sedimentarios. LST: Cortejo de bajo nivel del mar. TST: Cortejo transgresivo. HST: Cortejo de alto nivel de mar.



Partiendo de estas consideraciones, se ha realizado una correlación tentativa (fig. 41) entre la Formación Siles y la Formación Cehegín, donde se han representado las secciones de Siles (SIL-1), Embalse del Talave (TAL-1), Calasparra (CL-1) y Sierra del Oro (SO-1). En este intento de correlación ha sido de mucha importancia el estudio de la sección del Embalse del Talave (TAL-1), por constituir el único afloramiento de Muschelkalk situado entre los dominios principales o áreas tipo donde se definen la Formación Siles y la Formación Cehegín. Como puede verse en la figura 49, el miembro inferior puede ser correlacionado teniendo en cuenta observaciones litoestratigráficas y secuenciales, mientras que el miembro superior plantea problemas, debido a su poca potencia en la Formación Siles, y a la ausencia de criterios de correlación.

Por último, también hay que decir que los datos bioestratigráficos de los se que dispone hasta el momento, apoyan esta correlación litoestratigráfica en el sentido de que los hallazgos que se están produciendo, sobre todo de ammonoideos, están confirmando la equivalencia de estos carbonatos, al menos en el miembro inferior. En el miembro superior todavía no hay datos bioestratigráficos fiables, pero posiblemente el tránsito a las facies Keuper se produzca antes en los carbonatos de la Formación Siles que en los de la Formación Cehegín, donde la influencia marina es más notable y persistente. Por tanto, el paso de las facies costeras del Muschelkalk a las facies Keuper es mucho más rápido en la Formación Siles que en la Formación Cehegín.

### **Correlaciones entre el sector oriental y central de la Cordillera Bética**

El punto de partida para el estudio de los carbonatos de facies Muschelkalk en el sector oriental de la Cordillera ha sido el reconocimiento previo de los afloramientos más interesantes que afloran en el sector central. Después de avanzar en la caracterización estratigráfica de los carbonatos del Muschelkalk en el sector oriental se ha podido constatar la gran semejanza que existe entre unos afloramientos y otros. Por esto ha sido viable la definición de las dos unidades litoestratigráficas, Fm. Siles y Fm. Cehegín, que se hacen valaderas para ambos sectores. Se ha podido constatar que la evolución sedimentaria es muy similar para todo el paleomargen sudibérico, como se muestran en varias sucesiones estratigráficas que distan más de 200 km. En los estudios comparativos, o de correlación, que se han ido haciendo durante este trabajo se han encontrado rasgos equivalentes entre la estratigrafía de la Formación Cehegín y las secciones estratigráficas seleccionadas del sector central: Salmerón (Cabra del Santo Cristo, Jaén), Capa Bichos (Valdepeñas de Jaén), Colmenar (Alcaudete, Jaén), Embalse de Malpasillo (Jauja, Córdoba) y Las Víboras (Rute, Córdoba). En este sentido también resulta especialmente interesante la correlación que se puede hacer entre la Formación Siles y la sección de La Vegueta (Cambil, Jaén), que hace extensible la Fm. Siles hasta el sector central de la Cordillera.

La sección de Salmerón, la sección tipo de la Fm. Majanillos, ha sido elegida como hipoestratotipo de la nueva formación litoestratigráfica para el Muschelkalk, la Formación Cehegín. Desde un punto de vista litológico, la sección de Salmerón es equivalente a la sección de la Sierra del Oro. Presentan una evolución muy semejante, distinguiéndose tan sólo en algunas diferencias en las secuencias del miembro superior.

La sección de Capa Bichos, que se sitúa al oeste de Valdepeñas de Jaén es una de las secciones más interesantes del sector central (Pérez-López, 1991), por lo que se ha elegido también como hipoestratotipo de la Formación Cehegín. En este caso la estratigrafía que presenta es más parecida a la sección de Arroyo Hurtado. Un dato

importante de correlación es que los ammonoideos que aparecen en el techo del primer tramo de calizas laminadas (Goy, Pérez-López, 1996) aparecen también en la misma posición en la sección de Arroyo Hurtado.

La sección del Embalse de Malpasillo (Jauja, Córdoba) presenta rasgos similares a las secciones de Salmerón y de la Sierra del Oro. Por lo tanto, estas secciones se definen en una misma posición paleogeográfica muy extensa, en una dirección actual SW-NE, que marca la evolución del paleomargen Sudibérico.

La sección de Colmenar, que se sitúa al E de Alcaudete, tiene características intermedias entre Salmerón y Capa Bichos, pero presenta una evolución semejante. Se reconocen los dos miembros con facies equivalentes y secuencias parecidas.

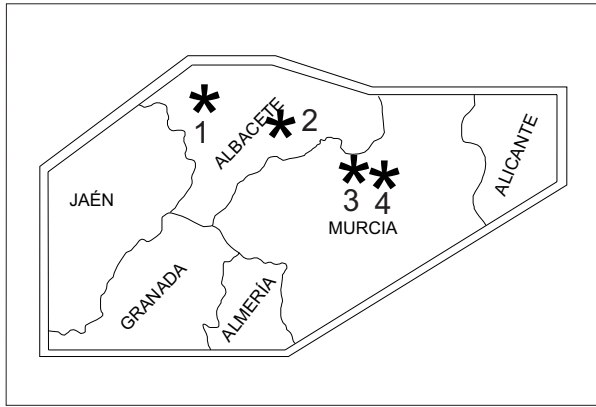
También resulta interesante, poder comparar la sección de Las Víboras (Rute, Córdoba) con la sección de Canara (Cehegín), que se sitúa a más de 300 kms de distancia. En ambas existe una evolución de facies equivalente del miembro inferior (Pérez López et al., 2005)

La última de las secciones mencionadas, la de La Vegueta, se sitúa al SE de Cambil (Jaén) y presenta una sucesión típica de la Formación Siles. Tiene facies muy parecidas a las de la sección de Huesa (RH-1). Destaca su reducida potencia y el gran desarrollo de facies de calizas margosas laminadas, con abundantes *diplocraterion* y con pequeños *gutter casts*. En el tramo superior aparece fauna equivalente a la que se ha encontrado en la sección tipo de Siles.

En conclusión, se han podido identificar secciones similares entre ambos sectores, siendo a veces mayor la similitud entre secciones distantes de los sectores oriental y central que entre las secciones del mismo sector. Por lo tanto, se puede pensar en distintos dominios paleogeográficos que se extendían de SW a NE a lo largo de casi todo el paleomargen Sudibérico.

---

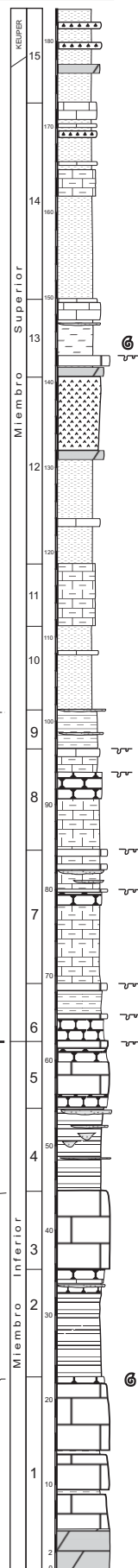
Fig. 41. Correlación entre la Formación Siles y la Formación Cehegín.



4

SECCION SO-1  
S<sup>a</sup> del Oro (Murcia)

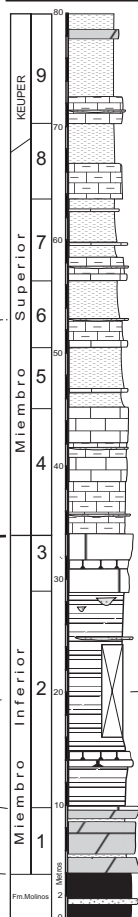
MIEMBRO	TRAMO	ESCALA	LITOLOGÍA
---------	-------	--------	-----------



2

SECCION TAL-1  
Talave (Albacete)

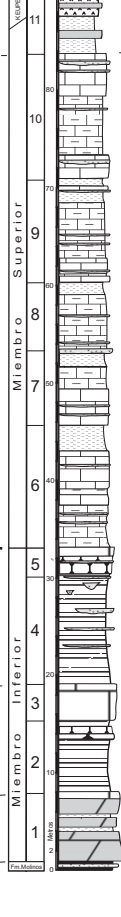
MIEMBRO	TRAMO	ESCALA	LITOLOGÍA
---------	-------	--------	-----------



3

SECCION CL-1  
Calasparra (Murcia)

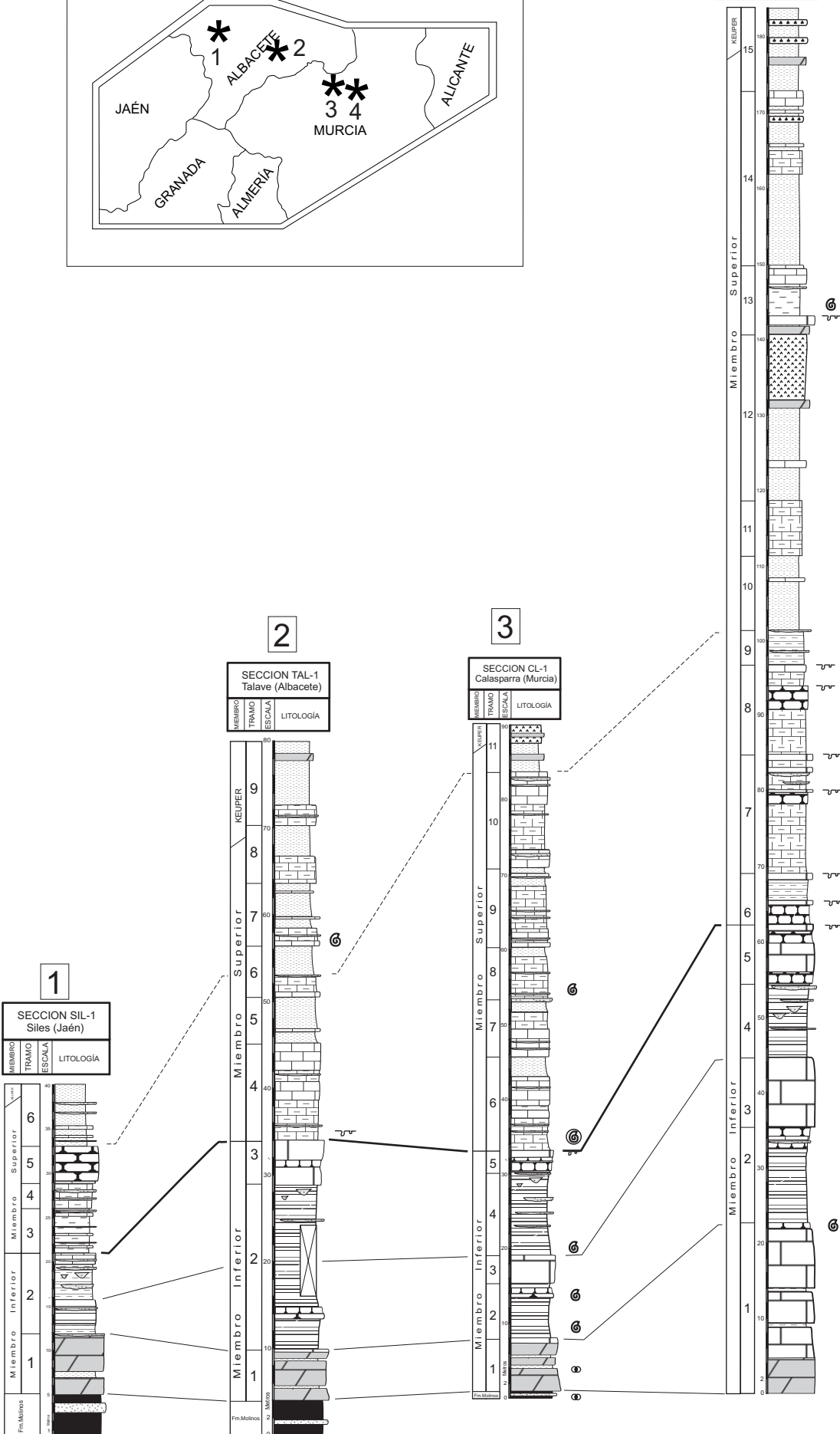
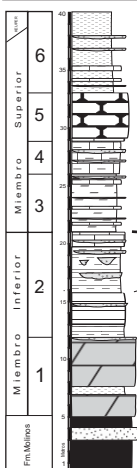
MIEMBRO	TRAMO	ESCALA	LITOLOGÍA
---------	-------	--------	-----------



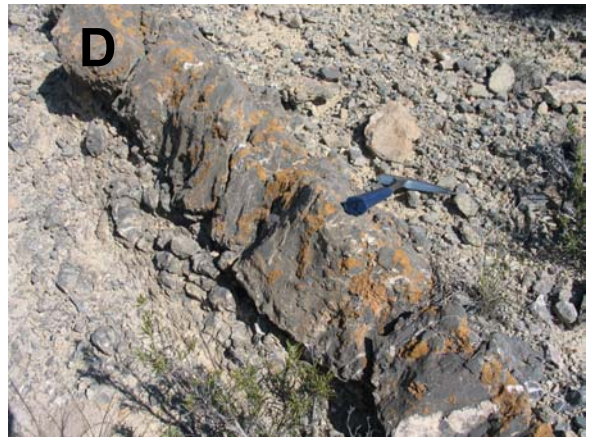
1

SECCION SIL-1  
Siles (Jaén)

MIEMBRO	TRAMO	ESCALA	LITOLOGÍA
---------	-------	--------	-----------



# Facies de la Formación Cehegín

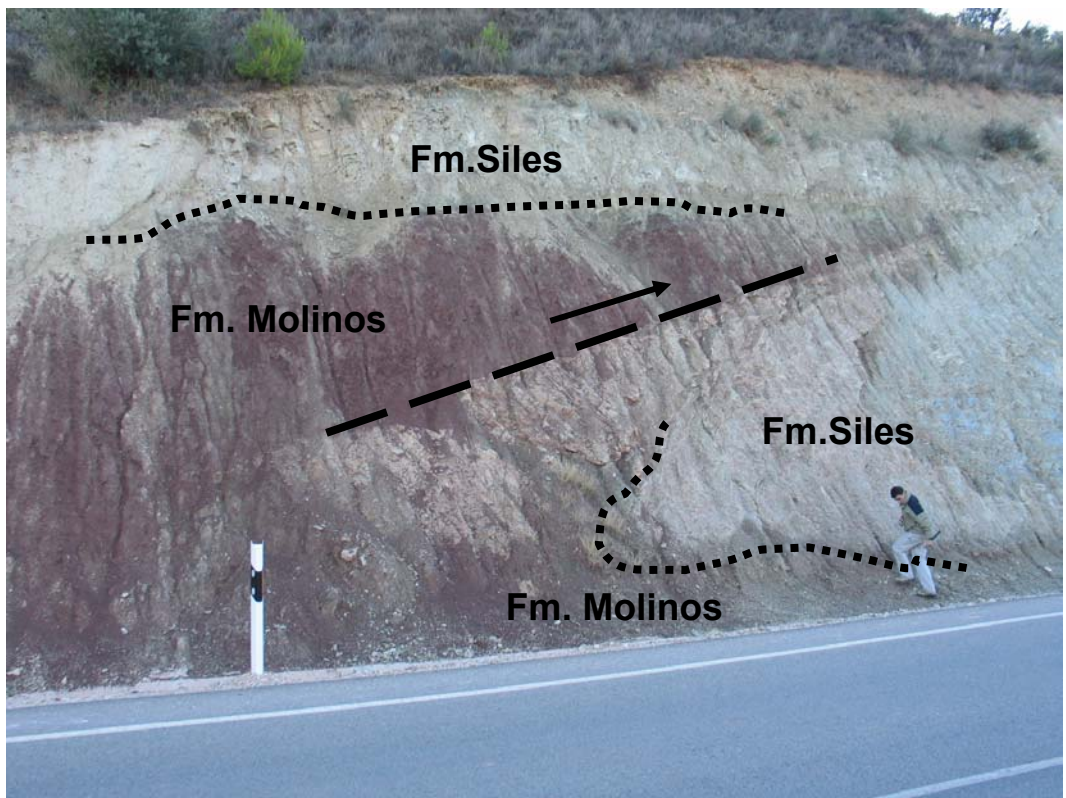


**A:** Aspecto de las calizas laminadas, que corresponde a los depósitos intermareales donde se generan los intraclastos o *mud chips*. **B:** Tramo de calizas margosas tableadas y margas, donde se observa una brecha intraformacional. **C:** Calizas bioturbadas con planolites características de las facies Muschelkalk (facies de fucoides). **D:** Calizas bioclásticas bioturbadas con perforaciones en el techo. Destacan las trazas de *Thalassinoides*. **E:** Tramo donde alternan calizas margosas y margas con intercalaciones de calizas bioclásticas (tempestitas). **F:** Detalle de una tempestita: caliza con granoselección positiva, muro erosivo y techo litítico bioturbado.





Detalle de las calizas margosas laminadas de aspecto lajoso, características de la Formación Siles (Sección tipo)



Afloramiento de las formaciones Molinos y Siles, donde se observa la superposición y duplicación de los tramos de calizas margosas de la Fm. Siles

## LAS FACIES KEUPER

### Introducción

Con el término de Keuper, von Alberti (1834) designaba a las formaciones arcillosas y evaporíticas, con intercalaciones de areniscas y carbonatos, que aparecían por encima de las “calizas conchíferas” de facies Muschelkalk, en la cuenca Germánica. Este término completa la trilogía del Triásico Germánico junto con los nombres de Buntsandstein y Muschelkalk. Materiales con características similares al Keuper alemán, al igual que sucedió con los otros dos términos, fueron reconocidos fuera de la cuenca germánica, particularmente por toda Europa.

Del mismo modo en el que las facies Buntsandstein y Muschelkalk deben de ser utilizadas en un sentido descriptivo, la facies Keuper no corresponde tampoco a una unidad cronoestratigráfica, porque ha quedado suficientemente demostrado que sus materiales son heterocronos (p. ej. Virgili et al., 1977). En este caso, la facies Keuper presenta litologías siliciclásticas y evaporíticas, muy variadas. Sin embargo y a pesar de que estos materiales presentan una amplia diversidad de facies, como ya señalaba Ortí Cabo (1974), resulta muy útil la utilización del término *facies Keuper* para asignar al conjunto de materiales, esencialmente arcillosos, que presentan una combinación de litologías (arcillas, lutitas, areniscas, carbonatos, yesos, halita) de colores abigarrados (ocre, rojo, verde, violeta) que los hace fácilmente distinguibles en el campo.

La estratigrafía de la facies Keuper, como conjunto litológico, es difícil de establecer porque siempre aflora de manera incompleta en la Cordillera Bética. La razón de esto es la propia litología que constituye esta facies, mayoritariamente materiales arcillo-evaporíticos que presentan a veces sucesiones muy monótonas, con poca continuidad lateral y vertical. La naturaleza de estas rocas que hace que sean muy deformables, debido a su alta plasticidad y poca coherencia, son la causa de que los materiales de facies Keuper se encuentren tremendamente desorganizados y sea muy difícil establecer una sucesión estratigráfica completa. Esta desorganización es mayor cuando se superpone la deformación tectónica sobre la deformación halocinética, como ocurre en buena parte de las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

En la Cordillera Bética, debido precisamente a la alta deformación de los materiales del Triásico, varios autores plantearon el problema de la asignación de afloramientos siliciclásticos al Buntsandstein o al Keuper (p. ej. Schmidt, 1929, 1935; Fallot, 1931, 1945). La ausencia de grandes bancos de areniscas en el Keuper germánico, así como la errónea observación de los contactos con los materiales del Muschelkalk, son las razones principales por las que diversos autores atribuyeron al Buntsandstein (*Werfeniense*) la mayoría de afloramientos constituidos mayoritariamente por areniscas, o los que se encuentran por debajo de las facies Muschelkalk (García Rosell, 1973; Busnardo, 1975, entre otros). La propia dificultad de la cuestión, unido a las distintas interpretaciones de los distintos autores, hace que muy pronto se hable de la “*controversia Buntsandstein-Keuper*”. El primer autor que trata este tema con cierta profundidad es Ortí-Cabo (1973, 1974), quien estudia varios afloramientos de las provincias de Alicante y Valencia atribuidos al Buntsandstein por Schmidt (1935), Darder Pericas (1945) y Dupuy de Lôme (Mapa de Valencia, 1968), concluyendo que se tratan todos ellos de afloramientos del Triásico Superior (facies Keuper). Este autor aporta datos paleontológicos y fundamenta sus observaciones en las correlaciones litoestratigráficas. Posteriormente, a raíz de unos importantes estudios palinológicos sobre materiales detríticos del Triásico del Prebético y del Subbético (Besems y Simon,

1982; Besems, 1983), se aportan los primeros datos bioestratigráficos que señalan que todos los afloramientos estudiados contienen palinofloras de edad Karniense. En estos estudios, igualmente se muestrean afloramientos de materiales del Triásico anteriormente atribuidos al Buntsanstein por Schmidt (1935) en la provincia de Jaén, y por Paquet (1969) en la provincia de Murcia, resultando de edad Karniense. Pérez-López (1991) también aborda esta controversia y aporta valiosos datos acerca de la estratigrafía de los materiales detríticos del Triásico. Atribuye numerosos afloramientos anteriormente descritos como Buntsandstein al Karniense, basándose en dataciones palinológicas y correlaciones litoestratigráficas. No se demuestra la existencia real de materiales de facies Buntsandstein hasta el trabajo de Pérez-Valera et al. (2000) donde se describen por primera vez materiales detríticos rojos situados estratigráficamente por debajo de las facies Muschelkalk, que claramente se tratan de las facies Röt del Buntsandstein (Formación Arroyo Molinos).

### **El Grupo Keuper de Jaén**

Con la denominación de Grupo Keuper de Jaén, Pérez López (1991) designa al conjunto de formaciones litoestratigráficas de facies Keuper que afloran en el sector central de la Cordillera Bética. La definición del Grupo Keuper de Jaén, como hace notar Pérez-López (op. cit.), se basa principalmente en las características litológicas de cada formación, pues no se ha encontrado ninguna sucesión donde estén representadas todas las formaciones en continuidad estratigráfica, debido a la deformación tectónica y despegues. Además, la ausencia de criterios bioestratigráficos dificulta la correlación litoestratigráfica. Sin embargo, a pesar de las numerosas dificultades, el estudio detallado de varios sectores donde afloran materiales de facies Keuper, permite diferenciar y caracterizar las distintas unidades litoestratigráficas, que posteriormente han sido reconocidas en toda la Cordillera Bética.

El Grupo Keuper de Jaén es una unidad litoestratigráfica con rango de “grupo”, e incluye cuatro formaciones, denominadas por analogías con la nomenclatura propuesta por Ortí Cabo (1974) para el Keuper de Levante:

- Formación detrítico-evaporítica de Barrancos (K1)
- Formación areniscas de Cambil (K2)
- Formación detrítico-carbonatada con yesos de Cabra del Santo Cristo (K3)
- Formación yesos y dolomías de Cerro Molina (K4-K5)

En este sentido conviene aclarar que, al igual que sucede en los trabajos anteriores de Ortí Cabo y Pérez López (1994) y Pérez-López et al. (1996), las formaciones litoestratigráficas del Grupo Keuper de Jaén se designan informalmente y de manera abreviada con las iniciales K1, K2, K3 y K4-K5. De esta manera, cuando se alude a esta nomenclatura abreviada se utiliza el nombre de “unidad” litoestratigráfica con el fin de diferenciarla de la denominación formal de “formación” litoestratigráfica.

En este trabajo se han reconocido todas las formaciones pertenecientes al grupo Keuper de Jaén. Aunque Ortí-Cabo (1973) estudia las facies Keuper de la provincia de Murcia y Alicante, incluyéndolas en su “Zona Sur” y denominándolas con la terminología del Grupo Keuper de Valencia, en este trabajo se considera más apropiado utilizar la terminología definida para el Grupo Keuper de Jaén por tratarse de afloramientos de la Cordillera Bética. Por tanto, en este trabajo se puede de manifiesto que la definición inicial propuesta para el Grupo Keuper de Jaén en la zona central de la Cordillera Bética, puede ser extendida a la región oriental de la Cordillera Bética, en

concreto a las provincias de Murcia y Alicante. Las razones por las cuales se ha optado por la utilización de esta denominación son: por un lado, la utilización de la nomenclatura para un **mismo dominio geológico** (Cordillera Bética), de manera que al hablar del Grupo Keuper de Jaén se entiende que estos materiales corresponden a los materiales de facies Keuper depositados en el Triásico Superior (Karniense) para todo el Margen Sudibérico, por lo tanto incluidos en el Triásico Sudibérico. La segunda razón es la existencia de una **mejor correlación** entre los materiales de facies Keuper reconocidos en las provincias de Murcia y Alicante con los definidos en la provincia de Jaén, que con los observados en la zona de Valencia.

### **Descripción de los afloramientos estudiados**

En este trabajo, dentro de la zona oriental de la Cordillera Bética, los sectores donde se han reconocido y estudiado los materiales del Keuper son, de oeste a este: Pozo Alcón-Huesa (I), Hornos-Siles (II), Riopar-Bogarra (III), Cehegín (VI), Calasparra (VII), Cieza-Abarán (IX) y Jumilla (C) (fig. 42).

Como se ha discutido anteriormente, la gran deformación tectónica que han sufrido los materiales del Triásico Sudibérico, no ha permitido que se localice ninguna sucesión estratigráfica continua que represente todos los materiales del Grupo Keuper de Jaén. Por la misma razón, son escasos los lugares donde los materiales del Keuper se muestran en continuidad por encima de las facies Muschelkalk, y prácticamente inexistentes los afloramientos donde se observa la parte superior del Grupo Keuper en continuidad con la Formación Zamoranos (carbonatos del Noriense).

En aquellos sectores más favorables, ha sido posible el reconocimiento y levantamiento de varias secciones estratigráficas, que han permitido tanto la caracterización estratigráfica y sedimentológica de cada formación del Grupo Keuper de Jaén, así como la obtención de datos para su correlación en todo el sector oriental de la Cordillera Bética. También han sido de especial interés las zonas donde se ha observado el tránsito de la facies Muschelkalk a la facies Keuper, y las relaciones estratigráficas de la parte superior del Grupo Keuper de Jaén con los materiales de la Formación Zamoranos.

#### ***Sector de Pozo Alcón-Huesa***

En el sector de Pozo Alcón-Huesa afloran de manera muy discontinua materiales detríticos de facies Keuper. Sin embargo, se han reconocido dos afloramientos de gran importancia que muestran la estratigrafía y las características de los materiales de facies Keuper de este sector, y sus relaciones con materiales carbonáticos de facies Muschelkalk. Los afloramientos se sitúan en el Río Turrillas (Pozo Alcón) y en el paraje de Las Cabañas, al oeste de Huesa.



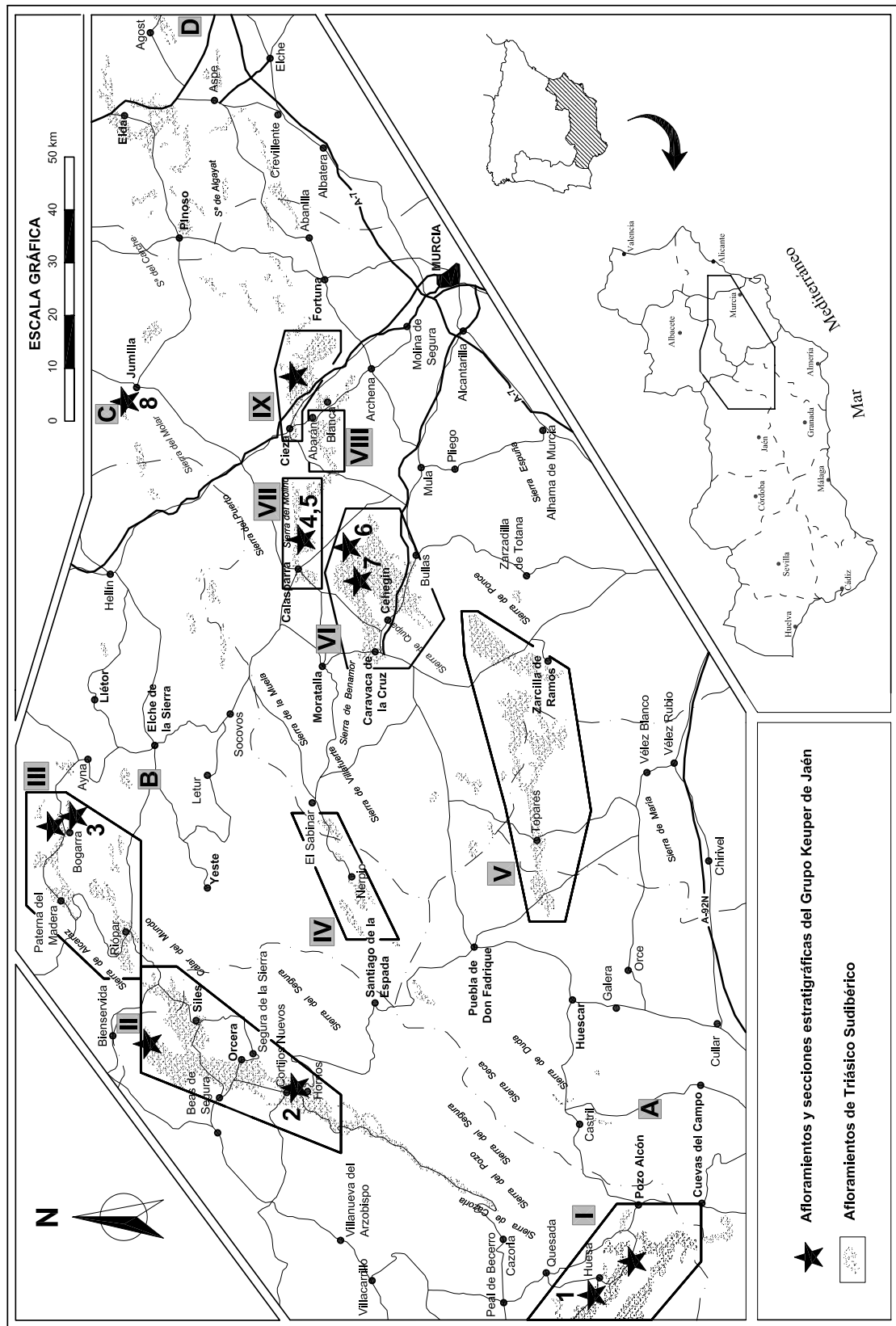


Fig. 42. Situación geográfica de los afloramientos del Grupo Keuper de Jaén y de las secciones estudiadas. 1. Sección RH-3 (Huesa). 2. Sección HOR-1 (Hornos). 3. Sección BOG-1 (Bogarra). 4. Sección CLK1-1 (Calasparra). 5. Sección CLK2-1 (Calasparra). 6. Sección BGK1 (Cehegín). 7. Sección FPK2-1 (Cehegín). 8. Sección JUM-1 (Jumilla).

*Afloramiento de Río Turrillas (Zona de Pozo Alcón, mapa geológico E)*

El afloramiento del Río Turrillas se encuentra a unos 2 kilómetros al noroeste de Pozo Alcón. Está cruzado por el Río Turrillas, y tiene una forma alargada ONO-ESE. Este afloramiento es cortado por la carretera de Pozo Alcón a Tíscar en dos ocasiones, y tiene una muy buena observación desde la carretera que se dirige hacia la aldea de Cuenca. En este afloramiento dominan ampliamente los materiales del Keuper, aunque también se han reconocido materiales de la Formación Molinos y Formación Siles. Dentro de los materiales del Grupo Keuper, son mayoritarios los materiales detríticos de las unidades inferiores, reconociéndose muy bien las unidades K1, K2 y K3, en continuidad estratigráfica. Por el contrario, son relativamente escasos los afloramientos yesíferos, sólo se encuentran en el sector norte y en las cercanías de importantes contactos tectónicos con rocas del Jurásico, Cretácico y Terciario.

Debido a la intensa deformación tectónica que existe en este sector, ligada al funcionamiento de la falla de Tíscar y a la probable existencia de fenómenos diapíricos, no ha sido posible el levantamiento de una sección estratigráfica. Además, las malas condiciones de afloramiento que presentan los materiales arcillosos del Keuper también han contribuido a que no se haya localizado ninguna sucesión donde se puedan seguir las capas con continuidad lateral o vertical.

Dominan ampliamente los colores rojos y rosados en las tres unidades (K1, K2 y K3), que confieren al afloramiento un color rojo intenso. En la unidad K1 se puede observar el tránsito desde la Formación Siles, que se realiza mediante niveles de yesos intercalados entre arcillas rojizas. En la parte media de la sucesión se intercalan frecuentes niveles de areniscas rojas con estructuras de corrientes, y algunos niveles de arcillas verdes. Su potencia, a partir de datos obtenidos de la cartografía y en el campo, puede estimarse en 150 metros, aproximadamente. La unidad K2 está muy bien desarrollada aunque se presenta muy discontinua debido a la tectónica. Corresponde a un paquete de areniscas poco cementadas, de unos 10 metros de potencia, con estratificaciones cruzadas planares y en artesa de gran escala formadas por sets de orden métrico. En menor medida se observan laminaciones paralelas de régimen de flujo alto y estructuras masivas, con bases canalizadas. La unidad K2 pasa hacia arriba a unas arcillas rojas de aspecto masivo, con delgadas intercalaciones de areniscas y carbonatos edáficos, que corresponden a la unidad K3. La potencia de esta unidad ha sido imposible determinarla debido a que no se observa el techo con claridad, pero como mínimo puede estimarse en 50 metros.

Por encima de las arcillas rojas de la Unidad K3, en la zona noroeste (*mapa geológico E*), se observan yesos y arcillas rojas, poco estratificados, con nódulos de yeso rojo, que hacia arriba pasan a yesos laminados claros. En conjunto, tienen una potencia no superior a 30 metros, y corresponden a la Unidad K4-K5. Hacia el techo de la unidad se observa un nivel lutítico de 7-10 metros de potencia, que da paso a las calizas carniolares y dolomías de la Formación Zamoranos.

*Afloramiento de Las Cabañas (oeste de Huesa)*

Se encuentra al oeste de Huesa, en el paraje conocido como Las Cabañas (fig. 43). Los materiales del Keuper se encuentran en sucesión estratigráfica con los materiales del Muschelkalk (Formación Siles), y se pueden reconocer las unidades inferiores del Grupo Keuper de Jaén (K1, K2 y K3). El contacto superior corresponde a un contacto mecánico con materiales yesíferos brechoides, por lo cual se desconoce la

potencia total del Grupo Keuper. La Unidad K4-K5 solamente aparece como bloques aislados dentro del Complejo de Yesos.

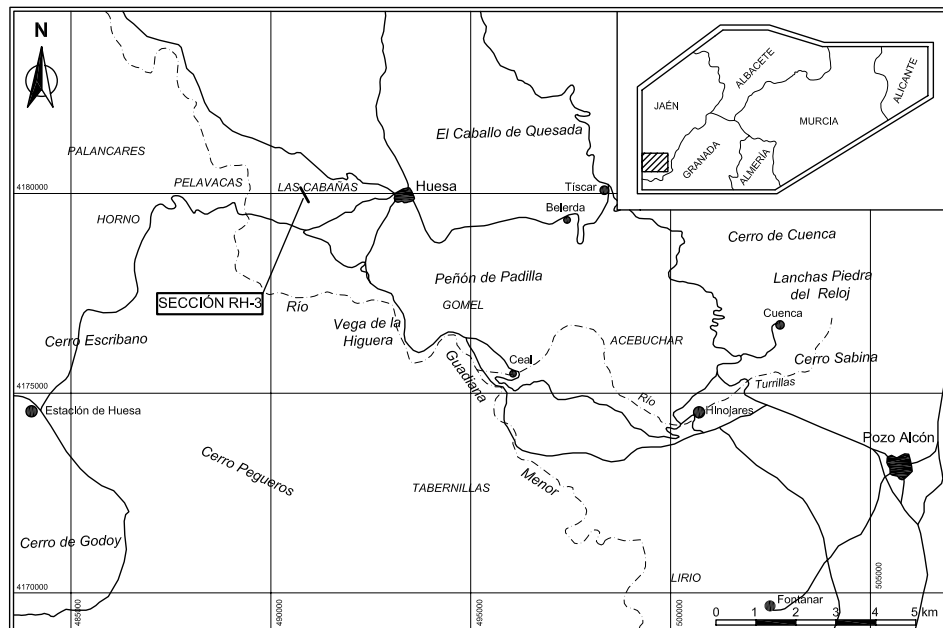


Fig. 43. Situación de la sección RH-3, perteneciente al Grupo Keuper de Jaén

Las características estratigráficas de las formaciones inferiores del Grupo Keuper son muy similares a las descritas en otros sectores cercanos (Hornos-Siles y Pozo Alcón). La unidad K1 está compuesta por arcillas rojas con niveles de yesos, areniscas y carbonatos de colores ocres, y tiene una potencia de 140 metros (fig. 45). La unidad K2 está formada por un banco de areniscas masivas, de 3 metros de potencia, con estructuras de corriente de alta energía (estratificación cruzada, laminación paralela, etc.), mientras que la unidad K3, con una potencia mínima de 40 metros, se compone de arcillas rojas, con niveles verdes, y areniscas rojas con ripples. El techo no se observa debido a que existe un contacto mecánico en relación con los materiales yesíferos brechoides superiores.

### **Sector de Hornos-Siles**

En el sector de Hornos-Siles afloran materiales de facies Keuper, que se sitúan estratigráficamente entre la Formación Siles, y los materiales carbonatados del Jurásico inferior. Sin embargo, la caracterización estratigráfica de la facies Keuper no ha sido fácil, así como el levantamiento de sucesiones estratigráficas, debido a que los materiales arcillosos se muestran en su mayor parte cubiertos o arados, y en frecuentes ocasiones afectados por accidentes tectónicos. De esta manera, solamente se han podido realizar observaciones puntuales, en lugares concretos que coinciden con trincheras de carreteras o caminos, y en el caso del Keuper superior gracias a la existencia de canteras. Se han considerado dos afloramientos que pueden ser suficientemente representativos del Keuper del sector de Hornos-Siles. El primero de ellos caracteriza la parte inferior del Keuper (unidades K1, K2 y K3), y está situado a lo largo de la carretera que se dirige a Hornos, desde Cortijos Nuevos. El segundo afloramiento está situado en las cercanías del Puerto del Picazo, en la carretera que va desde Torres de

Albánchez hacia Genave, y en una cantera próxima a dicho puerto, donde se observan materiales del Keuper superior (Unidad K4-K5).

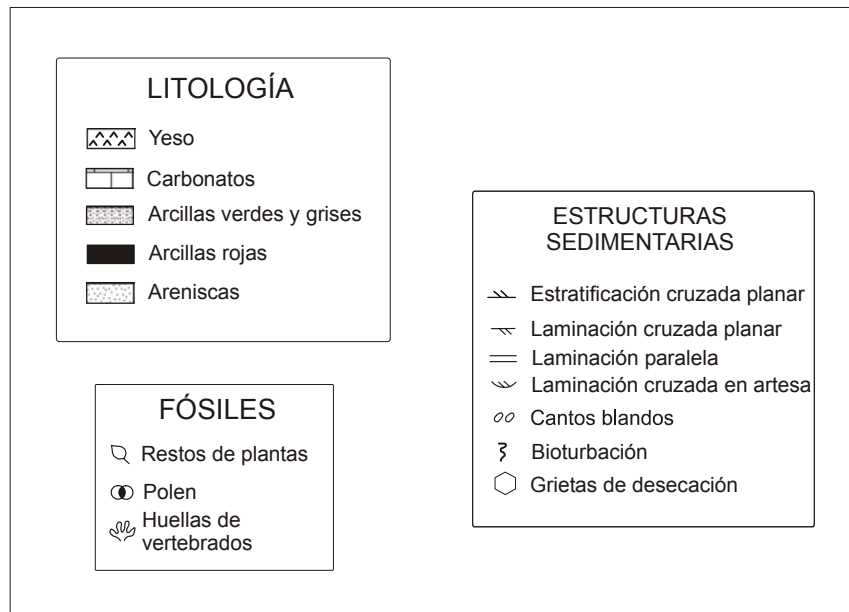


Fig. 44. Leyenda para las secciones estratigráficas del Grupo Keuper de Jaén.

### *Afloramiento de Hornos*

Se sitúa a lo largo de la carretera que se dirige a Hornos desde Cortijos Nuevos, a unos 3 kilómetros antes de llegar a Hornos, pasado el cruce de la carretera que iría hacia el Embalse del Tranco. En este afloramiento se pueden ver los carbonatos de la Formación Siles, verticalizados y despegados por abajo, pero que hacia la parte superior pasan hacia facies detrítico evaporíticas del Keuper, que se van viendo a lo largo de la carretera. La mayor parte de la sucesión está cubierta y arada para cultivos, por lo que ha sido imposible el levantamiento de una sección estratigráfica completa. Aún así, se han podido caracterizar litológicamente las unidades K1, K2 y K3 (fig. 45).

La unidad K1 está compuesta mayoritariamente por arcillas rojas, que presentan en la parte baja intercalaciones de capas de yesos. Hacia arriba se encuentran areniscas rojas en paquetes decimétricos, con laminación cruzada y estructuras de muro, interestratificadas entre lutitas y arcillas rojas, con algunas pasadas de arcillas verdes. También aparecen niveles carbonatados con laminaciones estromatolíticas, y en el seno de las arcillas rojas se pueden encontrar nódulos de yeso rosado. En la parte alta, entre arcillas, se encuentra un potente banco de areniscas rojas de unos 10 metros de potencia, de aspecto masivo. Después de una zona cubierta aflora otro potente banco de areniscas masivas, de 20 metros de potencia que corresponde a la unidad K2. La unidad K3 está formada por arcillas rojas, con delgados niveles de arcillas verdes y esporádicos niveles de areniscas delgadas, con estructuras de corrientes. Hacia arriba la sucesión aparece muy cubierta, y no se puede observar el paso hacia la formación superior del Grupo Keuper de Jaén.

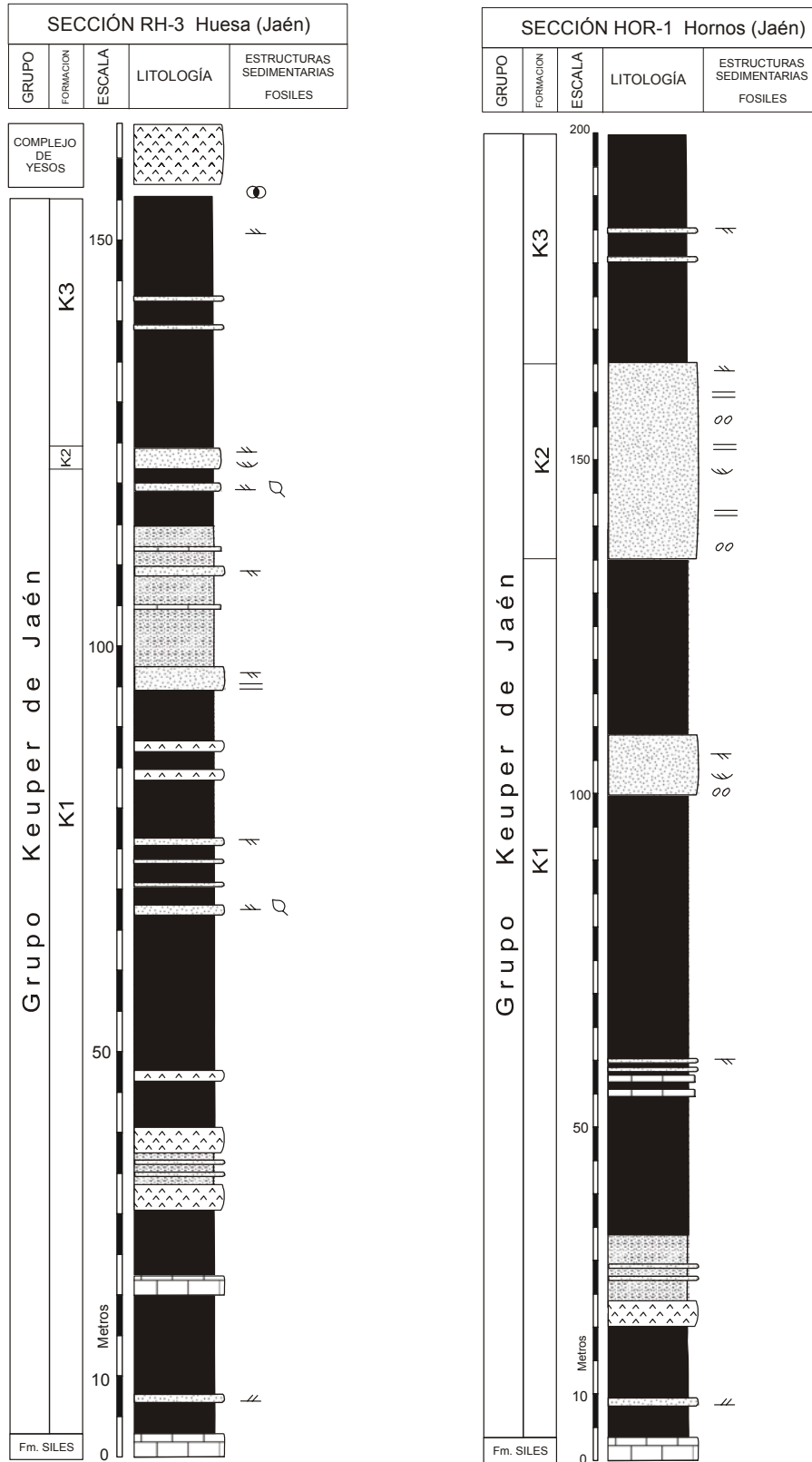


Fig. 45. Secciones estratigráficas del Grupo Keuper de Jaén en Huesa (RH-3) y Hornos (HOR-1). La leyenda corresponde a la figura 44.

### *Afloramiento del Puerto del Picazo*

Estos afloramientos se encuentran en las proximidades del Puerto del Picazo, situado en la carretera C-267. En este sector afloran materiales yesíferos correspondientes a la unidad K4-K5, del Grupo Keuper de Jaén, y se pueden reconocer los dos miembros descritos para esta unidad en otros lugares de la Cordillera Bética. El miembro inferior K4a, miembro arcillo-yesífero rojo, aflora en las cercanías del cruce de la carretera que va desde Torres de Albánchez hacia Genave, con una carretera que va hacia Fuente Carrasca. En ese afloramiento se pueden observar niveles de yesos y arcillas rojas, de distinta granulometría, que incluyen nódulos de yesos rojos y dan un aspecto groseramente estratificado. No obstante, el mejor afloramiento se sitúa en una cantera situada cerca del punto kilométrico 4 de la carretera que baja desde el puerto del picazo hacia Génave. En la cantera se puede observar la transición de los materiales arcillo-yesíferos rojos del miembro K4a al miembro yesífero (K5y) formado por yesos de colores claros, bandeados.

### *Sector de Riopar-Bogarra*

En el sector de Riopar-Bogarra afloran extensamente materiales de facies Keuper. En general muestran una mejor observación y condiciones de afloramiento que los del sector de Hornos-Siles. Sin embargo, también ha sido muy difícil el levantamiento de sucesiones estratigráficas completas, en este caso debido a la tectónica existente en el área.

Dentro de este sector, los afloramientos que se han estudiado se sitúan en las cercanías de Bogarra (Albacete), puesto que en el área de Riopar no ha sido posible encontrar buenos afloramientos. En general, la estratigrafía es similar a la descrita en las áreas de Pozo Alcón (afloramiento de Río Turrillas) y en el sector de Hornos-Siles.

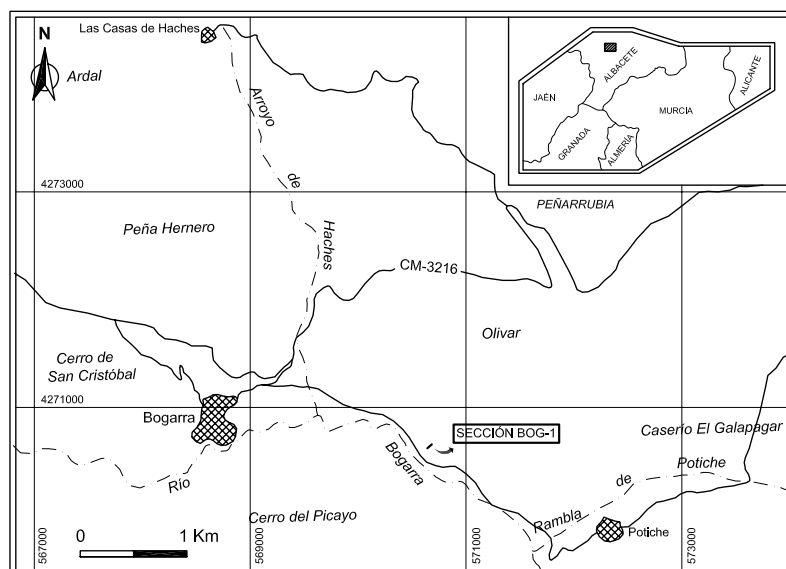


Fig. 46. Situación geográfica de la sección BOG-1, correspondiente a la parte superior del Grupo Keuper de Jaén.

De la misma manera que ocurría en el sector de Hornos-Siles se han estudiado dos afloramientos, uno para las unidades inferiores del Grupo Keuper de Jaén (K1, K2 y K3) y otro para la unidad K4-K5. El primero de ellos se sitúa en la margen derecha del Arroyo de Haches, y el segundo en la carretera que va desde Bogarra a Potiche, un kilómetro antes de llegar a Potiche.

#### *Afloramientos del Arroyo de Haches*

En la margen derecha del Arroyo Haches, unos dos kilómetros al ENE de Bogarra (fig. 46), se encuentran los materiales detrítico-evaporíticos de facies Keuper, que aparecen a continuación de los materiales del Muschelkalk (Formación Siles) y del Buntsandstein (Formación Arroyo Molinos).

Se ha podido reconocer la unidad K1, que se dispone concordante sobre la Formación Siles, y mediante un paso gradual; la unidad K2, la unidad K3 y los primeros niveles arcillo-yesíferos que podrían corresponder a la transición a la unidad K4-K5. La Unidad K1 es la que más aflora en extensión, aunque ha sido imposible el levantamiento de una sección completa. Los mejores afloramientos se sitúan en un barranco que va desde el Arroyo Haches hacia el Cerro Ardal, al sureste de dicho cerro. En la parte alta del barranco se puede observar el tránsito gradual de la Formación Siles a la unidad K1. Esta unidad está formada por arcillas masivas rosadas, con algunos niveles de margas ocre y yesos, que interestratifican niveles de areniscas rojas y yesos laminados. La potencia de la Unidad K1 puede estimarse entre 150 y 200 metros. En la parte alta de la unidad K1 se observan intercalaciones de importantes paquetes de areniscas masivas de orden métrico, y se produce la transición hacia la unidad K2, que está constituida por un paquete de 10 metros de espesor de areniscas rojas, con estratificación cruzada planar y en artesa, laminación paralela y laminación cruzada. La unidad K2 aflora bien en el talud de la carretera que va desde Bogarra hacia Alcaraz, justo en la salida del Pueblo en dirección a Liétor. Por encima, la unidad K3 está constituida por arcillas rojas masivas, con delgados niveles de areniscas, y aflora relativamente mal debido a su carácter más arcilloso. En la parte alta se intercalan algunos niveles estratiformes de yeso, que corresponden al paso hacia la unidad K4-K5, que no llega a observarse en este sector debido a la existencia de derrubios y contactos mecánicos.

#### *Afloramiento de Potiche*

Se sitúa en las proximidades de la aldea de Potiche, 3 kilómetros al ENE de Bogarra, en la carretera que une Bogarra y Potiche (fig. 46). En este afloramiento también pueden reconocerse los materiales de la Formación Siles, y rocas detríticas de la Unidad K1, pero muy tectonizados. Sin embargo, el afloramiento tiene interés porque debido a la existencia de fallas, se observa la parte alta del Grupo Keuper (unidad K4-K5), y el tránsito a las calizas del Jurásico, sin que existan contactos tectónicos importantes entre estas formaciones.

La estratigrafía es muy similar a la que se reconoce en la cantera del Puerto del Picazo (sector de Hornos-Siles), y se puede caracterizar la parte alta de la unidad K3, compuesta fundamentalmente por arcillas con algunas areniscas rojas, que hacia la parte superior incorporan frecuentes nódulos de yeso rojo (fig. 47). Estas arcillas rojas pasan gradualmente a niveles de yesos y arcillas rojas (miembro K4a), con nódulos de yeso.

En la parte superior se produce una transición a niveles de yesos de colores claros, bandeados y con muy poca proporción de arcilla (miembro K5y). Por encima de los yesos del K5y aparecen calizas del Jurásico que en su parte inferior podrían situarse los carbonatos del Triásico Superior (Fm. Zamoranos) que son difíciles de reconocer en este caso. La potencia del conjunto de la unidad K4-K5 oscila en torno a los 30 metros.

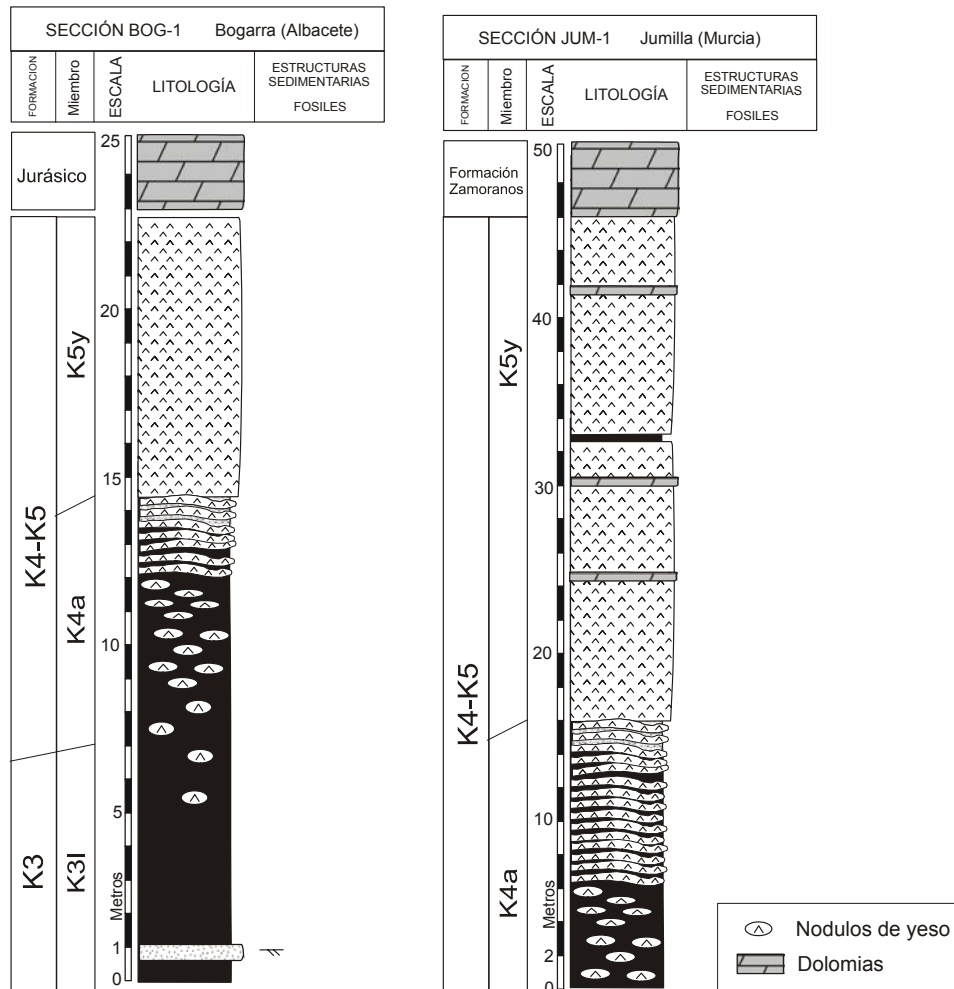


Fig. 47. Secciones estratigráficas de la parte superior del Grupo Keuper de Jaén en Bogarra (BOG-1) y en Jumilla (JUM-1).

### Sector de Calasparra

En el sector de Calasparra existen amplios afloramientos de materiales de facies Keuper, donde se ha podido reconocer su estratigrafía, e incluso se han levantado varias secciones estratigráficas de las diferentes unidades litoestratigráficas del Grupo Keuper de Jaén. Los mejores afloramientos se sitúan en la parte occidental del sector, entre el Embalse de Alfonso XIII y la localidad de Calasparra (fig. 48). Los afloramientos constituyen dos sinclinales tumbados, y se pueden reconocer materiales de las unidades K1, K2 y K3 en sucesión estratigráfica. En ningún punto se ha podido reconocer la base de la unidad K1 en contacto con el Muschelkalk, ni tampoco el techo de la unidad K3, por lo que tampoco se ha podido reconstruir una estratigrafía completa de los materiales del Keuper en este sector.



Se han levantado dos secciones parciales del Keuper, que son CLK1-1, en el sector nororiental, y que comprende materiales exclusivamente de la unidad K1 (fig. 58), y CLK2-1, en el sector noroccidental, que está constituida por materiales de las unidades K1, K2 y K3 (fig. 49). Además de las características recogidas en cada una de las secciones principales, debido a la gran extensión, también se incluyen observaciones realizadas en otras secciones parciales.

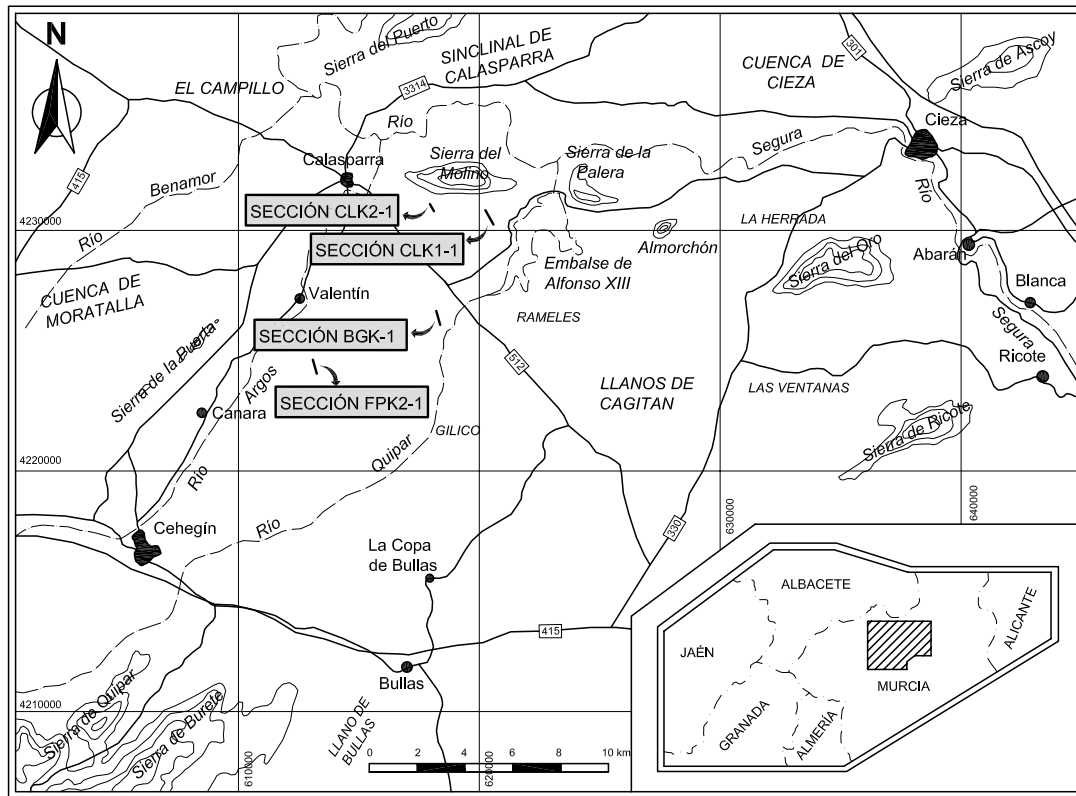


Fig. 48. Situación geográfica de las secciones estratigráficas del Grupo Keuper de Jaén situadas en la provincia de Murcia.

**Unidad K1.** Esta unidad, aflora ampliamente en los sectores noroeste y este (mapa geológico A). Está compuesta por una alternancia de areniscas, lutitas, yesos y algunos niveles de carbonatos, de distintos colores, confiriéndole a esta unidad su aspecto abigarrado típico. Es la formación más potente del Grupo Keuper de Jaén, pudiendo llegar a tener una potencia superior a 200 metros en el sector central de la Cordillera. En el sector de Calasparra no se ha podido observar en ningún punto su base estratigráfica, puesto que en todos los puntos el contacto inferior de la formación es tectónico, y no se ha podido precisar por esto su potencia, alcanzando como máximo 150 metros (fig. 49). Por el contrario, el techo se observa claramente en muchos casos, por debajo de la unidad inmediatamente superior, la Unidad K2.

Los niveles de areniscas de la Unidad K1 presentan como estructura sedimentaria más frecuente una laminación ondulada, y los paquetes más potentes muestran además estratificaciones cruzadas, laminaciones paralelas de alta energía y cantos blandos en la base. Las capas de yesos suelen ser inferiores al metro de potencia, y están constituidos por yesos grises y blancos laminados. Los niveles de carbonatos son los menos abundantes, y suelen ser muy delgados y frecuentemente dolomíticos. Hacia la parte superior de la unidad predominan las arcillas y areniscas rojas, con niveles nodulosos que presentan rizocreciones.

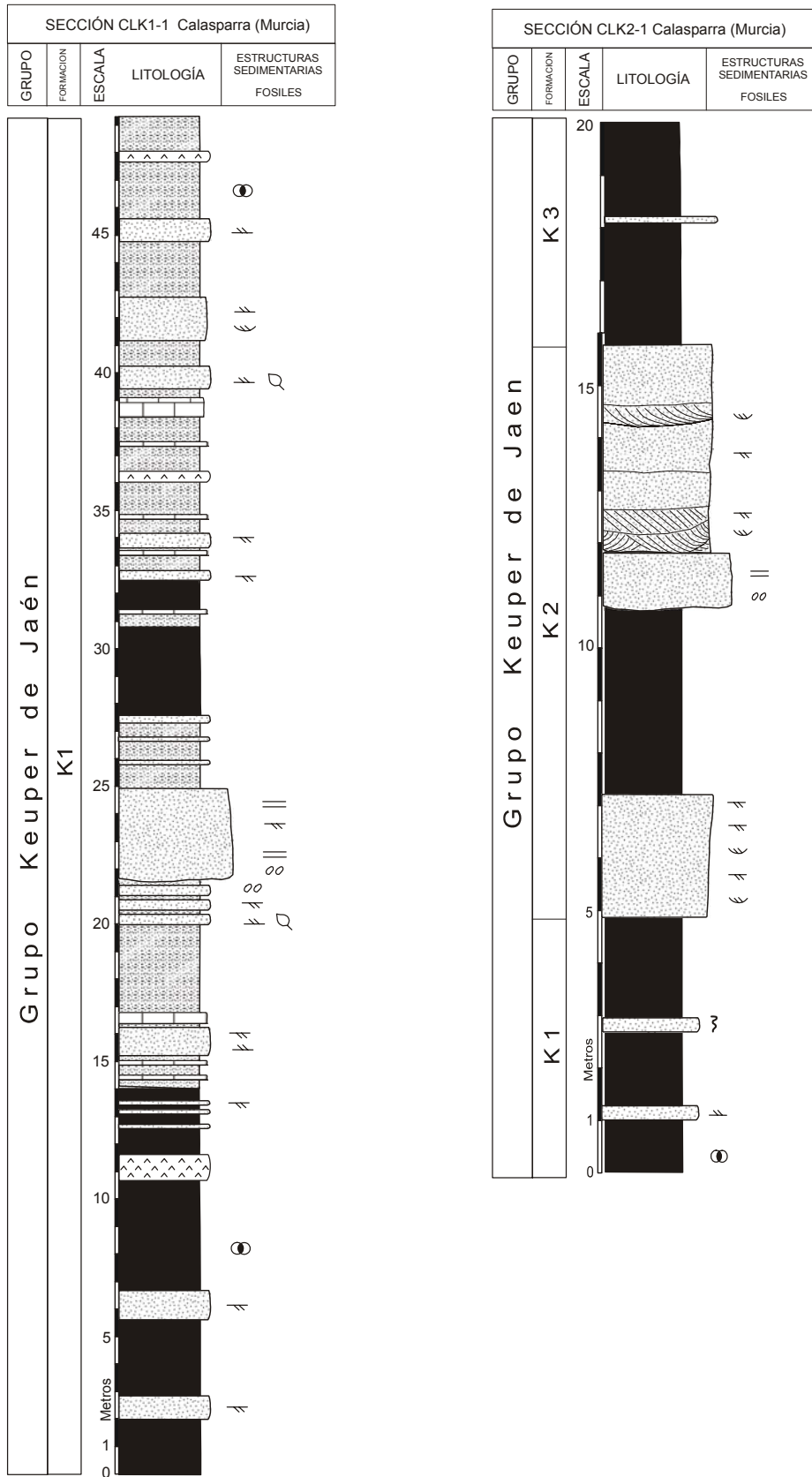


Fig. 49. Secciones estratigráficas del Grupo de Jaén en Calasparra.

*Unidad K2.* Se ha podido caracterizar por la existencia de potentes bancos de areniscas de color rojo (fig. 49), con intercalaciones de lutitas. En este sector la Unidad K2 se compone principalmente de un banco de areniscas de unos 6 metros de potencia, y aflora de manera continua en los sectores noroeste y noreste.

Las areniscas presentan una base irregular, erosiva, con abundantes cantos blandos y marcas de corriente. Predominan las texturas masivas, con laminación paralela de alta energía, y además se pueden reconocer estratificaciones cruzadas en artesas y planares organizadas en *sets* de orden métrico.

*Unidad K3.* Por encima de las areniscas de la Unidad K2 aparecen en la sucesión unos materiales lutíticos rojos, y en menor medida areniscosos y carbonatados, que se pueden atribuir a sus dos miembros característicos (Pérez López, 1991): K31 y K3a (fig. 49). El miembro lutítico (K31), que es el miembro inferior, está caracterizado por una serie de lutitas rojas de tonos oscuros, con pasadas verdes que intercalan areniscas verdosas con laminación cruzada. En algunos sectores se reconocen algunos niveles de yesos, y menos frecuentemente nódulos de yeso rojo o rosado. Este miembro pasa gradualmente al miembro arenoso-carbonatado (K3a), que está constituido por unos 20 metros de lutitas de colores abigarrados y areniscas grises, con un gran desarrollo de carniolas de tonos ocre y amarillentos hacia la parte alta, junto con algunos niveles de yeso.

### ***Sector de Cieza-Abarán***

En el sector de Cieza-Abarán se ha localizado un afloramiento donde se reconocen sucesiones detrítica características del Grupo Keuper de Jaén. En concreto se han reconocido las unidades K1, K2 y K3. Estos materiales están limitados por la base y por el techo por contactos mecánicos que dan paso a los materiales yesíferos brechoides que se describirán más adelante. Solamente en un lugar se ha visto la base de la unidad K1, debido a la presencia de carbonatos de facies Muschelkalk de la Formación Cehegín en sucesión (carbonatos afines a la sección de Calasparra).

El afloramiento se sitúa en la zona de La Maraña, aguas abajo de la Presa del Moro, situada en la Rambla del Moro (*mapa geológico D*). La unidad K1 tiene unos 200 metros de espesor aproximado, y está compuesta mayoritariamente por lutitas y areniscas rojas, con intercalaciones de niveles más carbonatados y carniolares de colores ocre y anaranjados, y de bancos de areniscas claras y verdes. En menor medida se encuentran niveles carbonatados muy delgados de tonos claros. Las estructuras sedimentarias dominantes son estructuras de corrientes en las areniscas. Los niveles de areniscas más finos suelen presentar bioturbación y marcas de corriente en el muro. Por encima de la unidad K1 se sitúa un banco de areniscas rojas con estratificación cruzada de alto ángulo que corresponde a la unidad K2. Tiene 10 metros de potencia y está organizado en varias secuencias granodecrescentes separadas por intervalos lutíticos. Estas secuencias comienzan con areniscas de grano grueso con cantos blandos y base canalizada y acaban con niveles de areniscas de grano fino con laminación cruzada. Por encima de la unidad K2 se encuentran arcillas rojas masivas con pasadas verdes de la unidad K3, que en este sector presenta sus dos miembros: el miembro lutítico (K31), y el miembro arenoso-carbonatado (K3a) que está compuesto por carniolas de tonos abigarrados. La potencia de la unidad K3 no supera los 50 metros, pues su contacto superior es tectónico con los materiales yesíferos brechoides.

### ***Sector de Cehegín***

En el sector de Cehegín se han podido reconocer grandes extensiones de materiales detrítico-evaporíticos que presentan facies Keuper. En este sector, a diferencia de todos los sectores anteriores, se han reconocido en sucesión prácticamente todas las unidades que componen el Grupo Keuper de Jaén. No obstante, el levantamiento de secciones estratigráficas ha sido de gran dificultad debido a la imposibilidad de seguir las capas en continuidad por causas tectónicas (existencia de numerosas fallas y pliegues a escala de afloramiento) y por la gran cantidad de derrubios que existen en este sector.

Se han levantado varias secciones estratigráficas parciales que caracterizan el Keuper de este sector. Para las unidades K1, K2 y K3 se han estudiado los afloramientos que se sitúan en el sector situado más al NE (Baños de Gilico) y en la parte central de toda la zona (Barranco de la Fuente del Pintor), mientras que el estudio de los materiales de la unidad K3, K4-K5 se ha realizado en el sector de la Fuente y Cabezos de Juan Gonzalez, en la parte septentrional del afloramiento (fig. 48).

#### *Afloramiento de Baños de Gilico*

Se encuentra en la parte más nororiental del Triásico de Cehegín, en las cercanías de Baños de Gilico, justo en la margen derecha del Río Quipar. En esta zona afloran materiales del Keuper, donde se han podido reconocer en sucesión estratigráfica las unidades K1, K2, K3 y la transición a la unidad K4-K5 del Grupo Keuper de Jaén. La base de la sucesión está cubierta por materiales cuaternarios depositados por el Río Quipar, mientras que el techo corresponde a un contacto mecánico con materiales yesíferos claros, bandeados, con dolomías, que podrían atribuirse a la parte alta de la unidad K4-K5.

En este sector se la levantado la sección BGK-1 (fig. 50), que comprende materiales de las unidades K1, K2 y K3. La unidad K1 está compuesta por una alternancia de arcillas rojas y verdes con niveles de areniscas rojas y claras, carbonatos en niveles delgados y nódulos de yesos. Esta alternancia da un aspecto abigarrado en la sección, con predominio de los colores rojos. La potencia no ha podido ser estimada porque la base no se presenta expuesta. En la parte superior de la unidad se encuentran varios niveles de carbonatos con nódulos edáficos, que dan paso a dos bancos de areniscas potentes, que constituyen la unidad K2. Los bancos de areniscas están constituidos por arena de grano medio, a veces de aspecto masivo, con muro preferentemente plano, y muestran abundantes estructuras de corrientes, estratificaciones cruzadas y bioturbaciones. La unidad K2 tiene una potencia de 7 metros, con un tramo de 2 metros de lutitas rojas entre los dos bancos de areniscas. Por encima se sitúa de forma concordante la unidad K3, formada por lutitas rojas masivas, con delgados niveles de lutitas verdes, y escasos niveles de areniscas rojas con ripples. Hacia la parte alta se hacen más abundantes las lutitas de tonalidades verdes, y aparecen más niveles de areniscas junto con nódulos de yeso rosado entre la lutita. Esta unidad tiene una potencia medida de 50 metros. En el techo de la unidad los yesos se van haciendo más abundantes, hasta constituir niveles lateralmente continuos, de colores rojos, que podrían representar el tránsito a la unidad K4-K5 (miembro arcillo-yesífero, K4a). Justamente en estos niveles la sucesión se interrumpe por un contacto mecánico con materiales yesíferos de colores claros y dolomías con moldes de evaporitas.

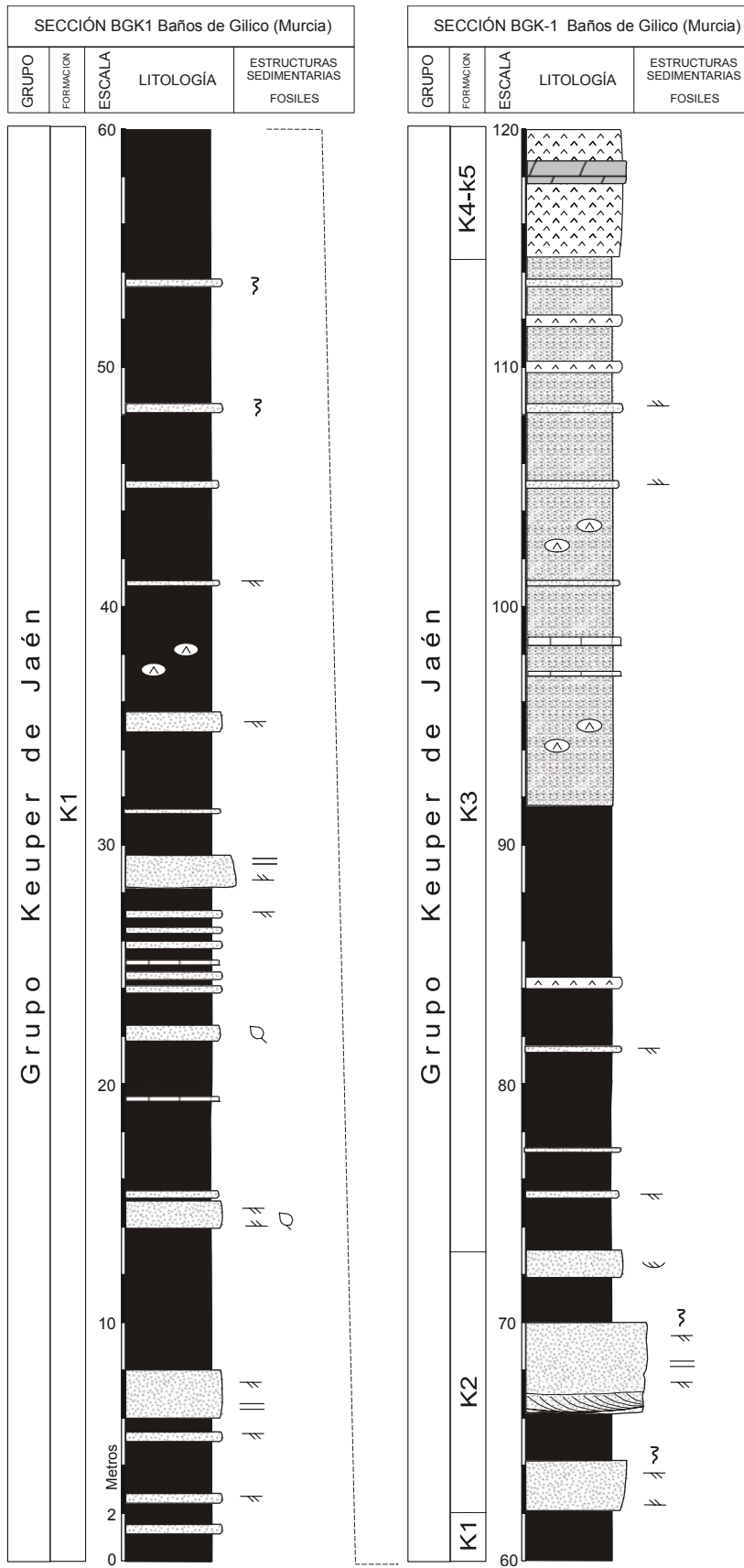


Fig. 50. Sección estratigráfica del Grupo Keuper de Jaén en el área de Baños de Gilico (Cehégín)

### *Afloramiento del Barranco de la Fuente del Pintor*

Se encuentra en la zona central del afloramiento del Triásico del Sector de Cehegín, justo al norte de la abandonada Mina Edison, de donde se extraía magnetita asociada a ofitas que intruyen en la Formación Cehegín. En este sector se ha levantado la sección FPK2-1, y se reconocen fundamentalmente los materiales de la unidad K2, con el techo de la unidad K1 y los primeros niveles de la unidad K3 (fig. 51).

La unidad K1 está compuesta por una alternancia de tramos de lutitas ocre y verdes, con intercalaciones de niveles de areniscas y carbonatos, y tramos de lutitas y areniscas rojas. Hacia el techo de la unidad predominan los colores oscuros en las arcillas, y las interestratificaciones de niveles carniolares brechoides y lutitas de colores blancos, que dan paso a las areniscas masivas de la unidad K2. La unidad K2 está formada por un paquete de 18 metros de areniscas rojas, el cual tiene un aspecto masivo durante los primeros 5 metros y está compuesto por varios bancos de areniscas amalgamados. También existen estratificaciones cruzadas de gran escala, planares y en artesa, además de encontrarse cantos blandos en los muros de algunos bancos. Hacia la parte alta disminuye la potencia de los bancos y las estructuras que dominan son la laminación cruzada de pequeña escala, produciéndose una transición hacia un paquete de lutitas masivas rojas, con pequeños niveles compuestos por nódulos carbonatados que corresponden a la unidad K3.

Hacia la parte alta de la sección, aparecen intercalaciones de niveles yesíferos, que constituyen el tránsito a la unidad K4-K5, pero que afloran muy mal y se encuentran muy tectonizados, no pudiéndose continuar la sección de modo claro hasta estos niveles.

### *Afloramiento de la Fuente y Cabezos de Juan González*

Se encuentra justo al norte del anterior, y corresponde a los niveles más altos observados en el Triásico de este sector. Hacia la parte alta de las lutitas rojas masivas, correspondientes a la unidad K3, se observan pequeñas intercalaciones de yesos en forma de niveles estratiformes y nódulos rojos, que hacia la parte superior se hacen más masivos y potentes. Estos niveles corresponden a la parte inferior de la Unidad K4-K5 (miembro arcillo-yesífero), y tienen una potencia de unos 30 metros. La transición hacia el miembro K5 no se observa, debido a la existencia de despegues. Por encima aparecen, mediante un contacto mecánico, unas dolomías que podrían corresponder a un equivalente lateral de los carbonatos del Triásico Superior (Fm. Zamoranos)

### ***Sector de Jumilla***

El afloramiento de Jumilla está situado a unos 3 kilómetros al oeste de la población de Jumilla (fig. 42). Se trata de un afloramiento de origen diapírico que ha sido estudiado previamente por Mancheño y Rodríguez Estrella (1985) y Ortí-Cabo y Pérez López (1994).

En este afloramiento se reconocen muy bien las unidades superiores del Grupo Keuper de Jaén (K3 y K4-K5), y además constituye uno de los pocos lugares de toda la Cordillera Bética donde se puede ver en continuidad el paso de la unidad K4-K5 a la Formación Zamoranos.

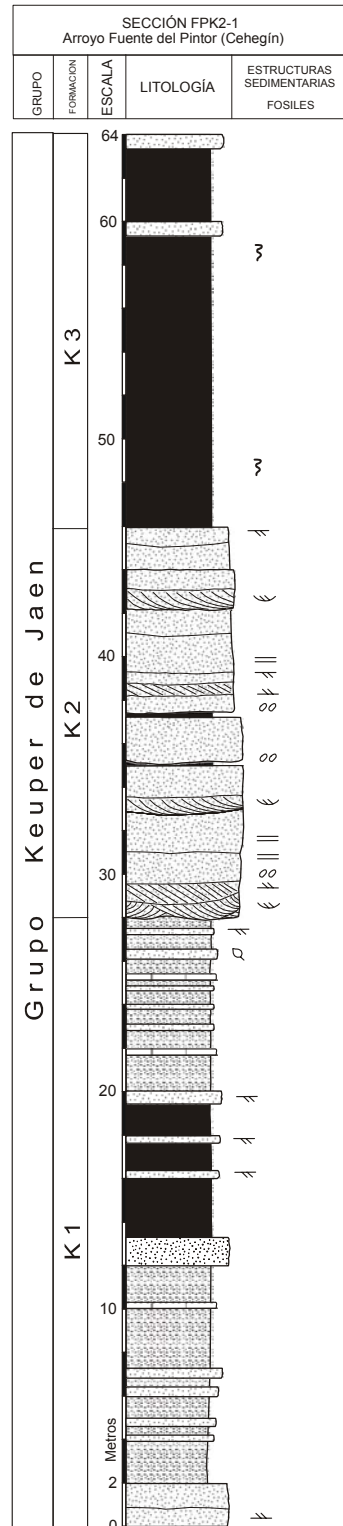


Fig. 51. Sección estratigráfica de los materiales del Grupo Keuper de Jaén en el área del Barranco de la Fuente del Pintor (Cehegín).

La unidad estratigráfica más baja reconocida en el diapiro de Jumilla corresponde a arcillas rojas con niveles verdes y arenas rojas de la Unidad K3, y tiene una potencia visible de 30 metros. En la parte este del diapiro se pueden reconocer los materiales yesíferos de la Unidad K4-K5 (fig. 51), que tienen una potencia de 70 metros, de los cuales los 20 primeros corresponden a arcillas con nódulos de yeso rojo

del miembro arcillo-yesífero (Miembro K4a). Por encima se observa en contacto concordante los niveles carbonatados de la Formación Zamoranos.

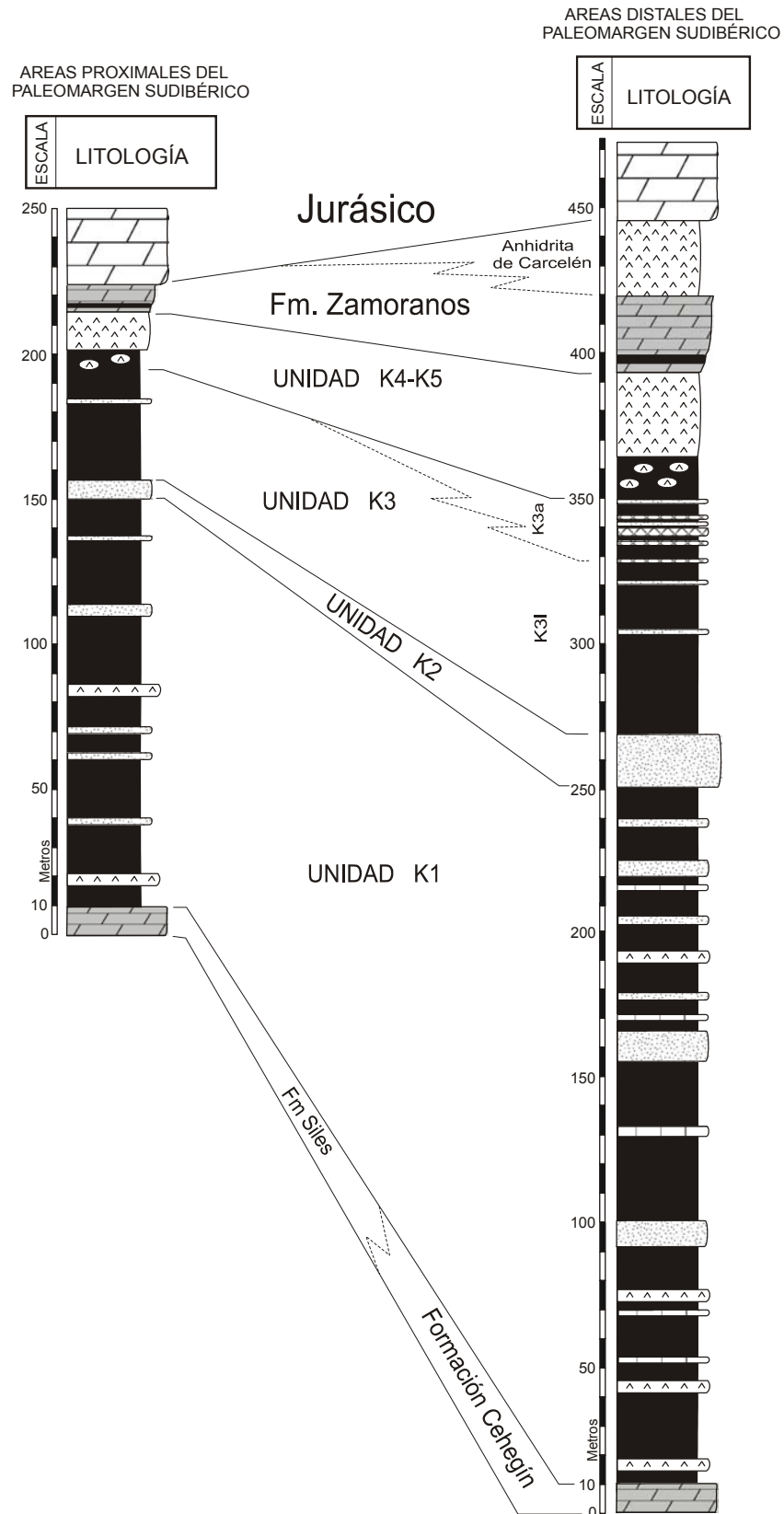


Fig. 52. Correlaciones entre los materiales del Grupo Keuper de Jaén entre los sectores proximales y distales del Paleomargen Sudibérico.



## Correlaciones

Los materiales del Grupo Keuper de Jaén muestran unas características y una organización estratigráfica similar en todos los sectores de la zona de estudio, que siguen también las pautas establecidas para el Triásico Sudibérico en el sector central de la Cordillera Bética (Pérez López, 1991).

De esta manera, al no poder utilizar criterios bioestratigráficos por la poca resolución temporal que se obtiene con el estudio del polen, el único criterio de correlación es el litoestratigráfico. En todos los sectores estudiados se han reconocido las distintas formaciones del Grupo Keuper de Jaén, con patrones muy similares, por lo que su correlación se ha podido realizar. Solamente se han reconocido algunas diferencias entre los afloramientos del Triásico próximos al Paleomargen Sudibérico (áreas proximales) y los más alejados (áreas distales) (fig. 63). Las diferencias más significativas entre estos dos sectores son:

- Potencia y facies de la Formación detrítico-evaporítica de Barrancos (Formación K1), que es mayor y en general más carbonatada y yesífera en las áreas más distales que en las áreas proximales.
- Existencia del miembro arenoso-carbonatado (miembro K3a) en la parte alta de la Unidad K3 en las áreas distales, mientras que no se encuentran en las áreas más proximales.
- Abundancia de materiales yesíferos en la parte alta de Grupo Keuper de Jaén (Unidad K4-K5) en las áreas más distales, frente al poco desarrollo de niveles evaporíticos en las áreas más proximales.
- En general, un desarrollo importante de la potencia hacia el centro de la cuenca, es decir, hacia los afloramientos más meridionales

# Facies Keuper



**A:** Afloramiento de la Zona Subbética, de colores abigarrados característico de la facies Keuper (unidad K1), formado por arcillas, areniscas y carbonatos. **B:** Afloramiento de la Zona Prebética de la misma unidad K1, donde predominan las arcillas y areniscas rojas. **C:** Arenisca rojas laminadas de las facies Keuper (unidad K2). **D:** Nódulos de yesos rojos, característicos de las facies Keuper (unidad K4a). **E:** Yesos grises laminados de la unidad K4-K5.

## LOS CARBONATOS DEL TRIASICO SUPERIOR

### La Formación Zamoranos

Hasta hace relativamente poco tiempo, en la estratigrafía del Triásico Sudibérico nunca había sido considerada una unidad carbonática que fuera atribuible con certeza al Triásico Superior.

Los afloramientos de carbonatos, cuando eran dolomías y no se sabía que eran de edad Noriense, eran considerados como carbonatos asociados a las facies Keuper. Pero cuando se trataba de calizas y dolomías, se pensaba que correspondían a las facies Muschelkalk. Así, por ejemplo, Busnardo (1975) interpretaba estos carbonatos del Noriense como unas litofacies distintas de facies Muschelkalk, que formarían parte del Triásico que llamaría “Trías Prebético”. Este Trías Prebético presentaba sucesiones desde las facies Buntsandstein hasta las facies Keuper. Y los carbonatos que eran realmente de facies Muschelkalk los consideraba como tales, pero los incluía en lo que llamaba “Trías Subbético”, que también comprenderían facies Buntsandstein y Keuper. De esta manera se diferenciarían dos sucesiones estratigráficas distintas con facies Mulchelkalk muy distintos.

Poco más tarde, Pérez López (1991) consigue datar como del Noriense los carbonatos del “Trías Prebético” o de Las Casillas (López-Chicano y Fernández, 1988), reconociendo así una nueva formación de carbonatos del Triásico Superior. Posteriormente, en Pérez-López et al. (1992) se definen estos carbonatos formalmente como Formación Zamoranos.

En los últimos años, a partir de la datación de la Formación Zamoranos, la estratigrafía de la parte superior del Keuper del Triásico Sudibérico y la transición al Jurásico ha quedado mejor establecida, aunque todavía con diversos problemas cronoestratigráficos derivados de la escasez de datos paleontológicos. Pérez-López et al. (1996) realizan un estudio de las facies carbonato-evaporíticas del Triásico Superior de Levante, en el cual correlacionan la Formación Zamoranos con la Formación Dolomías tableadas de Imón (Goy et al., 1976, Goy y Yebenes, 1977), y establecen su posición estratigráfica entre la Formación Yesos y Dolomías de Cerro Molina (K5) (Pérez-López, 1991) y la Anhidrita de Carcelén (Ortí, 1987), que se sitúa por encima. Por otra parte, en el ámbito de la Península Ibérica (Arnal et al, 2002) también correlacionan la Formación Zamoranos y la Formación Dolomías tableadas de Imón, con la Formación Isábena (Calvet y Anglada, 1987), que representa los carbonatos del Noriense en el sector pirenaico.

### Descripción de la Formación Zamoranos

El estudio de los carbonatos del Noriense (Fm. Zamoranos) ha sido el que más dificultades ha planteado desde el punto de vista estratigráfico a lo largo de este trabajo. Por una parte, son escasos los afloramientos de esta formación en el sector oriental de la Cordillera Bética, y por otra, cuando se han localizado, ha sido muy difícil su estudio debido a la escasez de elementos de datación y a su poca continuidad lateral y vertical, puesto que la mayor parte de las veces aparecen como bloques aislados.

No obstante, la presencia de un nivel vulcanoclástico (Miembro Detrítico-Ferruginoso), con abundancia de hematites, intercalado entre calizas y dolomías, hace que la Formación Zamoranos sea muy fácil de reconocer y distinguir de otros

carbonatos con facies similares. También, la existencia del Miembro Detrítico-Ferruginoso en toda la Cordillera permite considerarlo como un excelente nivel guía para la correlación. De hecho, en este trabajo solamente se han asignado a la Formación Zamoranos los carbonatos que están asociados a este nivel vulcanoclástico.

Los sectores donde se han reconocido los carbonatos de la Fm. Zamoranos han sido: Sector de Pozo Alcón-Huesa (I), Sector de La Paca-Topares (IV), Sector de Calasparra (VII) y Sector de Jumilla (fig. 53).

### ***Sector de Pozo Alcón-Huesa***

En este sector se han estudiado dos afloramientos de características muy distintas. Uno se sitúa en la zona oeste de Huesa (*mapa geológico H*), donde se encuentra un pequeño afloramiento en forma de bloque aislado e invertido, inmerso en yesos brechoides, y en la zona de Pozo Alcón, en el afloramiento del Río Turrillas. Este último constituye un caso excepcional, pues se observan los carbonatos de la Formación Zamoranos con una gran continuidad lateral, y se han podido estudiar los límites inferior y superior, encontrándose en sucesión, por encima de los yesos del Keuper, y por debajo de dolomías que podrían pertenecer al Jurásico inferior.

#### *Zona oeste de Huesa*

El afloramiento constituye un pequeño bloque decamétrico situado en las cercanías de la Rambla de los Enjambres, en el paraje de Pelavacas, al oeste de Huesa (*mapa geológico H*). Corresponde a un bloque que se encuentra en posición invertida, rodeado de yesos brechoides. Se reconocen los tres miembros definidos para esta formación. El miembro inferior (miembro de calizas carniolares) está compuesto por un tramo de calizas ocreas, dolomíticas, de aspecto brechoide que no supera el metro de espesor. La base se encuentra ligeramente despegada sobre unos yesos laminados claros, mientras que en el techo de este miembro se reconoce una discontinuidad con superficies de karstificación rellenas de los materiales del miembro suprayacente (miembro detrítico-ferruginoso). El miembro detrítico-ferruginoso está constituido por dos metros de material vulcanoclástico, que comienza con un tramo de areniscas rojas ricas en hematites, de grano fino. Por encima se encuentra un nivel vulcanoclástico de grano fino, al que sigue una brecha de clastos centimétricos a decimétricos de elementos volcánicos, fundamentalmente de ofitas, y sedimentarios (dolomías). El miembro superior (miembro de calizas y dolomías laminadas) comienza con una brecha de retrabajamiento del nivel vulcanoclástico, y está compuesto en un primer tramo por dolomías con laminación paralela y cruzada que pasan hacia calizas grises con intraclastos y esporádicos niveles bioclásticos. Este miembro no supera los 25 metros de potencia, si bien el techo no se observa debido a las condiciones de afloramiento.

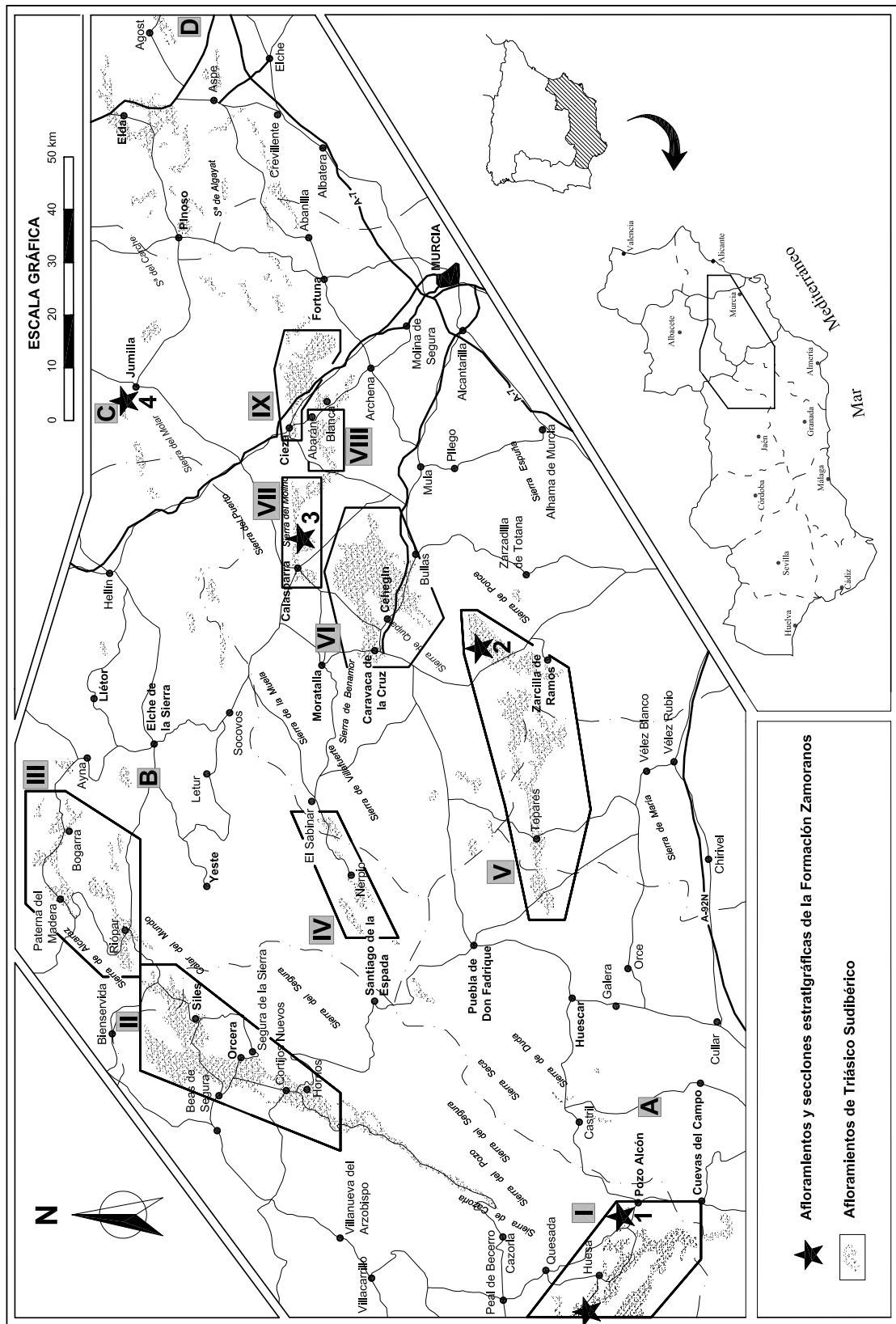


Fig. 53. Situación geográfica de los afloramientos y sección estratigráfica de la Formación Zamoranos en el área de estudio. 1. Sección PAZ-1 (Pozo Alcón). 2. Sección LPZ-1. 3. Sección CLZ-1. 4. Sección JMZ-1 (Jumilla).

### *Zona de Pozo Alcón*

Se sitúa en la parte noroccidental del afloramiento del Río Turrillas (*mapa geológico F*). En esta zona afloran en sucesión estratigráfica los carbonatos de la Formación Zamoranos, y se ha podido levantar una sección estratigráfica (sección PAZ-1, figura 54). Se encuentran por encima de un tramo de lutitas claras con yesos laminados que corresponden a la parte más alta de la unidad K4-K5, y comienzan con un tramo de un metro y medio de espesor de dolomías ocre, brechoides con una discontinuidad a techo, que corresponde al miembro de calizas carniolares. Por encima se encuentra el miembro detrítico ferruginoso, en este sector constituido por un nivel de hematites masivo que hacia arriba incorpora elementos detríticos volcánicos, formando una brecha de grano fino. La potencia se estima en unos dos metros. Por encima se encuentra un tramo de 5 metros de dolomías tableadas, ocre, con una tenue laminación que corresponde al miembro de calizas y dolomías laminadas. Estas dolomías pasan hacia arriba a dolomías más masivas, brechoides de colores blancos, que se atribuyen al Jurásico inferior (?) con reservas.

### *Sector de La Paca-Topares*

En el sector de La Paca-Topares se ha localizado un afloramiento donde se han reconocido materiales atribuibles a la Formación Zamoranos. El afloramiento se encuentra en el cerro del Tornajo, cuatro kilómetros al noroeste de La Paca (Lorca). La sección estratigráfica levantada (LPZ-1, fig. 54) comienza con dolomías pardas, bien estratificadas, tableadas, con laminación paralela y laminación cruzada de pequeña escala. Se sitúan sobre materiales del Keuper, mediante un contacto tectónico, y su potencia se puede estimar en unos 30 metros. Este tramo termina con una superficie ferruginosa, que corresponden a una discontinuidad. Por encima se encuentra un tramo de tres metros de espesor de material detrítico rojo, con abundantes cantos de rocas volcánicas (ofitas). Este tramo se encuentra ligeramente estratificado, y se pueden observar distintos tamaños en los clastos, desde milimétricos a centimétricos. Por encima se observan dolomías similares a las de abajo, con un desarrollo mayor de la laminación. Este tramo tiene una potencia de 15 metros, y aunque el techo no se observa bien, pasan a unas dolomías masivas de colores claros, con textura brechoide, que podrían corresponder al Jurásico inferior (?).

### *Sector de Calasparra*

En este sector se ha podido caracterizar la Formación Zamoranos por la presencia del nivel detrítico-ferruginoso, constituido por un microconglomerado vulcanoclástico característico de la base de esta formación (miembro detrítico-ferruginoso). Se han podido reconocer los tres miembros característicos de esta Formación, en la sección CLZ-1 (fig. 54), levantada en la zona oeste del Embalse de Alfonso XIII (*mapa geológico A*). La sucesión empieza con un paquete de dolomías ocre, carniolares (miembro de calizas carniolares), que presentan laminación paralela y ondulada en la base, y eventualmente laminación cruzada. Las dolomías se sitúan por encima de unos yesos grises laminados mediante un contacto estratigráfico. El techo de las dolomías es muy irregular, y se pueden reconocer morfologías kársticas, que corresponden a un paleokarst. Encima de esta superficie aparecen gran cantidad de



rocas volcánicas formando parte de un microconglomerado (miembro detrítico-ferruginoso), con niveles de distinta granulometría y esporádicos cantos decimétricos. Aparecen asociados con niveles de areniscas ricas en óxidos de Fe, junto con algunos niveles de yesos, lutitas y carbonatos. En la parte alta del miembro, el conglomerado muestra colores verdosos y pasa hacia arriba a una potente serie de carbonatos (miembro de caliza y dolomías laminadas), que comienza con un nivel de brechas de retrabajamiento (*lag* transgresivo). Se pueden reconocer distintas facies dentro del miembro de calizas y dolomías laminadas. Empieza con unas calizas margosas bioturbadas a las que siguen calizas tableadas con estratificación ondulada, que conservan algunos techos de ripples. Las calizas tableadas pasan hacia arriba a dolomías, que presentan laminación paralela o ligeramente ondulada, y que constituyen el espesor más importante de la Formación Zamoranos. Hacia el techo, las dolomías son de grano más grueso y de estructura más masiva, organizadas en paquetes más potentes. La sucesión termina con el paso a unos niveles de yesos blancos, laminados, similares a los reconocidos en el muro de la formación.

### ***Sector de Jumilla***

En el diapiro de Jumilla, situado al oeste de la población de Jumilla, se encuentra otro afloramiento de carbonatos de la Formación Zamoranos. Se ha reconocido en la parte oriental del diapiro, en una cantera de yesos abandonada, donde se ha levantado la sección JMZ-1 (fig. 54). Los carbonatos se sitúan en contacto estratigráfico con yesos claros laminados que corresponden al techo de la unidad K4-K5, y comienzan con un nivel muy delgado, de 50 cm, de dolomías carniolares, ocre (miembro calizas carniolares). Por encima, y mediante una superficie irregular se encuentra un tramo de 1 metro de espesor, que comienza con unas lutitas verdes con delgados niveles de areniscas. Inmediatamente encima, se encuentra un nivel microconglomerático de pocos centímetros de potencia que incluyen cantos volcánicos. Estas facies son propias del miembro detrítico ferruginoso. A continuación más arriba se encuentran unas calizas tableadas, con bioturbación y algunos niveles bioclásticos, que hacia la parte alta pasan a dolomías más masivas, teniendo el conjunto una potencia de 15 metros. Este tramo corresponde al miembro de calizas y dolomías laminadas. El techo no se ha podido observar debido a que se encuentra erosionado, y no se ha encontrado en ningún punto la parte superior de la Formación Zamoranos.

### **Correlaciones**

Para establecer las correlaciones entre los distintos afloramientos de rocas pertenecientes a la Formación Zamoranos, ha sido de gran utilidad el reconocimiento del miembro detrítico ferruginoso, pues este miembro representa el depósito de materiales vulcanoclásticos, que se encuentran mineralizados en su mayor parte, y que son muy fáciles de distinguir en el campo. Además, los depósitos de este miembro se sitúan sobre una discontinuidad que se reconoce en todos los afloramientos y que se manifiesta en el desarrollo de un paleokarst sobre las calizas carniolares infrayacentes.

En la fig. 54 se representa una interpretación de la correlación entre las cuatro secciones levantadas. En todas las secciones se reconocen los tres miembros característicos de la Formación Zamoranos, aunque con distintas características estratigráficas y potencias diferentes. En cuanto a los límites de la Formación









Zamoranos, en la sección más proximal al Paleomargen Sudibérico (Pozo Alcón, PAZ-1) y en la más distal (La Paca, LPZ-1), no se observan niveles evaporíticos por encima de la Formación Zamoranos, produciéndose una transición a los carbonatos del Jurásico. En cuanto al límite inferior, corresponde a un contacto normal con materiales yesíferos de la Unidad K4-K5 del Grupo Keuper de Jaén, excepto en la sección de La Paca (LPZ-1), donde existen dolomías pardas laminadas.







Página siguiente

Fig. 54. Representación de las secciones estratigráficas levantadas para la Formación Zamoranos, y su posible correlación. C.C: miembro de Calizas Carniolares. D.F.:miembro Detrítico-Ferruginoso. C.C.L.: miembro de Calizas y Dolomías Laminadas.




### LITOLOGÍA

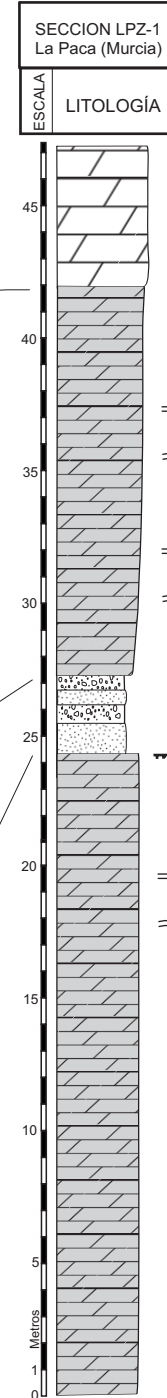
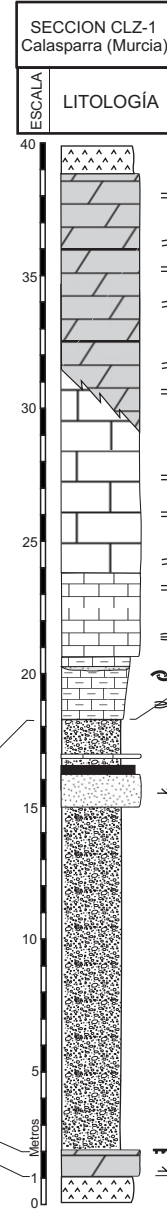
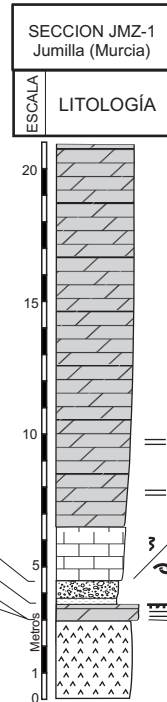
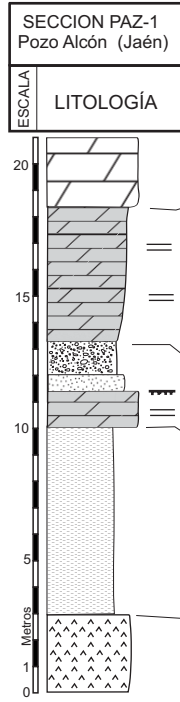
-  Yeso
-  Lutitas rojas con hematites
-  Areniscas
-  Conglomerado vulcanoclastico
-  Calizas margosas bioclasticas
-  Calizas bioturbadas
-  Calizas masivas
-  Dolomias

-  Nivel bioclástico
-  Perforaciones
-  *Hard ground*
-  Intraclastos
-  *Burrow*
-  Abundante

### ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

-  Laminación cruzada planar
-  Estratificación ondulada
-  Laminación paralela
-  Laminación ondulada
-  *Gutter cast*

Jurásico	
K4-K5	Fm. Zamoranos
K5y	c.c D. F.



Calizas Carniolares	D.F.	Calizas y Dolomias laminadas	Jurásico
FORMACIÓN ZAMORANOS			

## EL COMPLEJO DE YESOS DE HUESA

### Introducción

Durante el estudio de las rocas del Triásico en el sector oriental de la Cordillera Bética, se ha observado que una gran parte de las rocas que afloran están dominadas por formaciones con un alto contenido en yesos. En el Grupo Keuper de Jaén, la unidad litoestratigráfica que contiene grandes masas de yesos corresponde a la unidad K4-K5. Dentro de esta formación se pueden diferenciar dos miembros con yesos que tienen características distintas: el miembro arcillo-yesífero (K4a), compuesto por arcillas y yesos rojos, con nódulos de yeso rojo, que se sitúa por encima de la unidad K3; y el miembro yesífero (K5y), que está dominado por alternancia de yesos laminados de colores claros y oscuros (Pérez-López, 1991).

Sin embargo, a pesar de la buena caracterización litoestratigráfica de la Unidad K4-K5, solamente se pueden atribuir con seguridad a esta formación las rocas yesíferas que se encuentran en continuidad estratigráfica por encima de las demás formaciones del Grupo Keuper de Jaén. En la mayor parte de los sectores estudiados y cartografiados, las rocas yesíferas aparecen despegadas y aisladas de sus unidades infrayacentes mediante contactos normalmente mecánicos, constituyendo en muchas ocasiones grandes masas arcillo-yesíferas que engloban bloques de diversas litologías, tamaños y formas. Este hecho, unido a la gran dificultad de datación de las unidades yesíferas, incrementa la incertidumbre para su asignación a unidades litoestratigráficas concretas del Triásico Sudibérico.

Además, se ha observado en muchos de los sectores estudiados, que los afloramientos de yesos no siempre presentan secciones más o menos parciales reconocibles de los miembros yesíferos del Keuper. En muchos casos, afloran junto con estas secciones parciales yesíferas, masa de yesos con cantos o bloques de diferente naturaleza. Frecuentemente se trata de materiales arcillo-yesíferos movilizados y deformados, pero también es frecuente encontrar dentro de estas facies yesíferas brechoides algunos elementos de edad post-triásica (mayoritariamente terciarios), que en algunos casos podrían interpretarse como elementos arrastrados por procesos diapíricos o tectónicos y en otros como redepositados formando brechas.

En los trabajos de Pérez Valera y Pérez López (2003) y Pérez Valera et al. (2003) desarrollados en Calasparra y Cieza se hace un primer intento de agrupar cartográficamente los materiales yesíferos brechoides, y se define de manera informal la unidad de yesos, donde se agrupan materiales afectados por tectónica salina y materiales redepositados.

Por otra parte, Tent-Manclús (2004) define formalmente la Formación Conglomerados y Brechas yesíferas de la Sierra de Abanilla, en la provincia de Alicante, para incluir a los depósitos originados por la formación de un glaciar de sal a partir de extrusiones diapíricas, y le da una edad Burdigaliense medio a Serravaliense inferior.

Según la Guía Estratigráfica Internacional (1980) (en Vera, 1994), un *complejo* es una unidad litoestratigráfica con una configuración estructural muy compleja, que llega a enmascarar la sucesión estratigráfica original. En este trabajo se propone la definición formal del Complejo de Yesos de Huesa (en adelante, Complejo de Yesos), para agrupar a los materiales yesíferos que actualmente muestran una disposición muy desorganizada y en cierto modo brechoide, donde no se pueden reconocer las sucesiones estratigráficas originales. En el Complejo de Yesos, además, se encuentran involucrados

diversos procesos tectónicos, halocinéticos y sedimentarios, que en algunos casos pueden estar relacionados entre sí.

### **Rasgos generales**

Se han podido reconocer una serie de características que hacen distinguible un volumen de rocas formadas mayoritariamente por yesos brechoides, que se agrupan en el Complejo de Yesos, y que se pueden diferenciar de las unidades litoestratigráficas descritas para el Triásico Sudibérico (p. ej. el Grupo Keuper de Jaen). En el Complejo de yesos se pueden caracterizar diversas facies que presentan distintas fábricas, entendiendo por fábrica el *conjunto de características estructurales de las rocas derivadas de la deformación tectónica o halocinética*. En la mayoría de las ocasiones las distintas facies o fábricas del Complejo de Yesos tienen connotaciones genéticas directas con el proceso que las ha generado, aunque a veces se puede ver la existencia de varios procesos superpuestos. Por otra parte, el Complejo de Yesos muestra una distribución espacial determinada en cada afloramiento.

En cuanto a las características litológicas, se han podido distinguir dos litotipos en el Complejo de Yesos, que se diferencian en sus facies, fábricas, y en su expresión cartográfica y aspecto de campo: Brechas arcillo-yesíferas rojas y megabrechas con matriz arcillo-yesífera.

### ***Yesos brechoides rojos***

Este litotipo está compuesto por brechas de matriz arcillosa roja cementadas por yeso, que incluyen clastos de lutitas, yesos, areniscas, ofitas y carbonatos de tamaño milimétrico a centimétrico. En raras ocasiones se encuentran bloques de orden métrico. Muestran una disposición bandeada, donde se puede reconocer una foliación milonítica o cataclástica, según se desarrolle en los yesos o en materiales más rígidos, respectivamente, y muestran su relación con zonas de falla y/o movimientos holocinéticos. Los clastos de comportamiento más ductil (yesos y algunas arcillas) desarrollan un estiramiento donde se pueden observar colas de presión, que en algunos casos son asimétricas, dando sentido de movimiento. En los clastos más rígidos, se observan crecimientos de yeso fibroso que se disponen según la dirección de estiramiento. Los cristales de yeso muestran una variación en el tamaño según se encuentren más o menos alejados de la zona principal de falla. En zonas próximas a la falla, los cristales de yeso suelen ser muy pequeños, de textura microcristalina, mientras que a alejarse de la zona de falla, los cristales son más grandes, con textura trabecular, y llegan a alcanzar algunos centímetros de tamaño. En ocasiones se observan pliegues en vaina, debido al estiramiento de láminas de yeso.

En otros casos esta litofacies está mayoritariamente formada por clastos de yesos secundarios, trabeculares, de colores rojos y con morfologías que varían entre nodulares y alargadas, que se encuentran en una matriz arcillo-yesífera. En estos casos existe una abundancia de pliegues a distintas escalas, desde milimétrica a decamétrica, que presentan flancos muy verticalizados o invertidos. En menor medida se desarrollan foliaciones debidas a procesos de disolución-recristalización durante la deformación, que dan un bandeo y una aparente estratificación muy contorsionada.

La interpretación genética de estas facies parece responder a una deformación de rocas arcillo-yesíferas en zonas de falla, generalmente de salto en dirección y a procesos

diapíricos, ligados a deformación por halocinesis (p ej. Calaforra y Pulido-Bosch, 1999).

### ***Megabrecha con matriz arcillo-yesífera***

Está constituida por una matriz formada por arcillas y yesos, que envuelve megaclastos o bloques de orden decamétrico de distintas litologías. Los bloques pertenecen en su mayoría a distintas formaciones de materiales pertenecientes al Triásico Sudibérico (facies Muschelkalk y Keuper), con escasos bloques de rocas del Jurásico, Cretácico o Terciario. El aspecto de esta litofacies en cartografía es el de una megabrecha, compuesta por bloques inmersos en una matriz arcillo-yesífera. En ocasiones, los bloques se disponen de manera caótica, aunque en otras siguen una determinada estructura que actualmente es difícil de visualizar. Desde el punto de vista genético, esta litofacies puede corresponder a: 1) materiales afectados por halocinesis (diapiros), que incorporan bloques de las formaciones a las que atraviesa o que constituirían su *cap-rock*; 2) materiales que constituyen redepósitos ligados a extrusiones diapíricas o a partir de un frente de cabalgamiento y, 3) niveles de despegue de unidades que se superponen y que dejan bloques a modo de *klippes*.

Respecto a la distribución espacial del Complejo de Yesos, generalmente se encuentra en las cercanías de los contactos mayores con rocas post-triásicas (*Brechas arcillo-yesíferas rojas*), fundamentalmente del Cretácico, donde dominan fallas normales, inversas o de salto en dirección. También ocupa las partes topográficamente más altas de los afloramientos del Triásico, y se dispone en muchas ocasiones de manera subhorizontal sobre los materiales estructurados del Triásico Sudibérico (*Megabrecha*), con los que muestran relaciones angulares. En algunos sectores este contacto subhorizontal se puede interpretar como discordante o tectónico, por lo que hay que observar muy bien las características del mismo.

### **Definición y límites**

Se define el **Complejo de Yesos de Huesa** (Complejo de Yesos), como *un complejo de materiales fundamentalmente yesíferos que se caracterizan por tener una litofacies compuesta por brechas arcillo-yesíferas que incluyen desde cantos a bloques de distintos materiales triásicos o post-triásicos, y que están relacionados genéticamente con procesos tectónicos, diapíricos o sedimentarios (rededósito)*. Además, las rocas del Complejo de Yesos no se pueden asignar a una unidad litoestratigráfica previamente definida.

Se ha establecido como área tipo del Complejo de Yesos, el extenso afloramiento que se encuentra a lo largo del río Guadiana Menor, desde la población de Ceal a Huesa (Sector de Pozo Alcón-Huesa). En esta zona son especialmente visibles, durante más de 5 kilómetros, los procesos tectónicos y diapíricos que han afectado a los materiales del Triásico Sudibérico, y aunque no se han observado procesos de redepósito, debido a la dificultad para su caracterización, no se descarta que puedan existir localmente.

Se han establecido una serie de características para delimitar los conjuntos de rocas yesíferas que pertenecen a unidades litoestratigráficas de los que se incluyen en el Complejo de Yesos, de manera que las unidades de rocas que tienen estas características deben de ser asignadas a unidades litoestratigráficas pertenecientes al Triásico Sudibérico:

- Conjuntos de rocas yesíferas estratificadas, en relación con otras unidades del Triásico Sudibérico, con las cuales muestran contactos concordantes o ligeramente despegados.
- Conjuntos de rocas yesíferas estratificadas, con una estructura interna definida, y asociadas en afloramiento a otras unidades del Triásico Sudibérico aunque sus contactos no sean estratigráficos.
- Bloques de rocas yesíferas estratificadas, que se encuentran inmersos en una brecha arcillo-yesífera y formando un único cuerpo.

Todos los materiales yesíferos que no han cumplido alguna de estas características se han incluido en el Complejo de Yesos, porque ha sido imposible su atribución a alguna de las unidades litoestratigráficas del Triásico Sudibérico.

Además de los materiales yesíferos, también se han incluido en el Complejo de Yesos los bloques no cartografiados de materiales no yesíferos que aparecen incluidos en la matriz yesífera del Complejo de Yesos.

### **Extensión y Edad del Complejo de Yesos**

El Complejo de Yesos ha sido identificado de diversas maneras en los sectores de Pozo Alcón-Huesa, Zarcilla de Ramos-Topares, Cehegín, Calasparra y Cieza-Abarán. En todos estos sectores, el Complejo de Yesos está afectado por fallas de salto (en dirección) y diapirismo, mientras que en el sector de Cieza, además, se han podido identificar materiales redepositados durante el Mioceno. En los sectores de Hornos-Siles y Riopar-Bogarra, los materiales yesíferos que se han reconocido pertenecen a la parte alta del Keuper (Unidad K4-K5), y se encuentran formando parte de la sucesión estratigráfica.

La edad del Complejo de yesos: Triásico en la mayor parte de los casos, excepto cuando se trata de materiales redepositados durante el Mioceno. En este caso se trataría de una formación terciaria alimentada por materiales fundamentalmente del Triásico. No obstante en la mayoría de los casos son muy difíciles de diferenciar o separar cartográficamente de las rocas del triásico. Por esto se incluyen también dentro del Complejo de Yesos.

Las dataciones precisas dentro del Complejo de yesos no son fáciles. Apenas si se han podido conseguir algunas dataciones del conjunto de los materiales, debido por una parte a la dificultad de encontrar niveles estratigráficos con registro fósil, y por otra, a la existencia de distintos procesos tectónicos y/o sedimentarios que han movilizad o materiales de distinta edad.

Solamente en un caso se ha obtenido un resultado positivo en una muestra proveniente de un nivel lutítico inmerso en el Complejo de Yesos (muestra FTP-10, *mapa geológico A*) en el sector de Calasparra. Esta muestra ha dado una asociación de polen de edad Ladinense. No obstante, y teniendo en cuenta las consideraciones realizadas previamente sobre la interpretación genética de los materiales del Complejo de Yesos, puede tratarse que el nivel de lutitas verdes muestreado corresponda a: 1) un nivel arrastrado durante el ascenso diapírico, 2) un nivel desplazado tectónicamente en una zona de falla de salto en dirección y 3) un nivel redepositado proveniente de alguna unidad del Triásico. En el contexto donde se ha recogido la muestra FTP-10 los materiales del Complejo de Yesos se han interpretado como diapíricos (ver corte geológico, fig. 60), por lo que habría que considerar esta edad como perteneciente a rocas que arrastra el diapiro en su salida, o a rocas propias del diapiro.

Por último, el afloramiento de la Rambla del Moro (sector de Cieza-Abarán) constituye también el único lugar de la zona de estudio donde una parte de los materiales del Complejo de Yesos ha podido datarse como Langhiense inferior (Pérez Valera *et al.*, 2003), debido a la existencia de un tramo de margas claras interestratificado entre materiales del Complejo de Yesos. En este caso, parte de los materiales de esta zona son redepósitos en conexión con materiales triásicos que extruye.

Como conclusión, salvo en los lugares donde puedan datarse los procesos de redepósito, la edad del Complejo de Yesos es Triásico, sin más precisiones.



## CAPITULO V BIOESTRATIGRAFÍA

### Introducción

La datación de las unidades litoestratigráficas del Triásico ha sido uno de los objetivos prioritarios durante la realización de este trabajo. Igualmente, se ha tratado de muestrear y obtener el mayor número de fósiles de distintos grupos, para intentar elaborar escalas bioestratigráficas que fueran lo más precisas posible, y de esta manera asignar una edad a las distintas unidades litoestratigráficas diferenciadas.

Históricamente, en España la tarea de asignar una edad a una unidad litoestratigráfica para el Triásico no ha sido fácil. Por un lado, la gran escasez de fósiles representativos y la relativamente mala conservación de los restos orgánicos, han propiciado que los grupos fósiles que existieron en el Triásico se conozcan muy poco, sobre todo desde el punto de vista evolutivo y taxonómico. Por otro lado, el intento de elaborar escalas bioestratigráficas con distintos grupos, a partir de ejemplares mal conservados o poco conocidos, y su intento de correlacionar con otras regiones europeas o sefardíes, ha provocado que actualmente existan importantes problemas de correlación entre las escalas elaboradas con estos diferentes grupos fósiles. Todo esto supone una dificultad a la hora de establecer edades precisas que permitan obtener correlaciones precisas entre unidades litoestratigráficas que no están en continuidad estratigráfica o que no presentan otros criterios de correlación que la propia bioestratigrafía.

### Antecedentes

La atribución de algunos grupos de bivalvos y cefalópodos al Triásico Medio en España es conocida desde finales del Siglo XIX, fundamentalmente debido al trabajo de Mojsisovics (1882). Posteriormente, en la década de 1930, Schmidt también describe muchos de los grupos fósiles actualmente conocidos para el Triásico Medio de España, incluso estudia fósiles recogidos en el Triásico de Cehegín (Murcia). A partir de la década de 1960, se empiezan a realizar estudios precisos sobre los ammonoideos y conodontos de la región sefardí (Parnes, 1962, 1975; Huddle, 1970; Hirsch, 1972, 1975), donde estas faunas del Triásico aparecen ampliamente representadas. Al mismo tiempo que se realizaban estos estudios, en las Cordilleras Béticas se llevan a cabo diversos estudios sobre la bioestratigrafía de los materiales del Triásico del Complejo Alpujarride (Zonas Internas) donde se describen faunas de conodontos (van der Boogaard y Simon, 1973), ostracodos y escleritos de holoturia (Kozur et al., 1974). En las Zonas Externas, únicamente se citan unas pocas especies de bivalvos y conodontos en el trabajo de Busnardo (1975). Posteriormente, Hirsch (1977) realiza un ensayo de correlación de todos los materiales de facies Muschelkalk donde se reconocen faunas de tipo sefardí, desde Israel hasta la Península Ibérica, diferenciando claramente los distintos dominios biogeográficos. Un estudio específico en este sentido fue el trabajo sobre los bivalvos del dominio sefardí llevado a cabo por Márquez Aliaga y Hirsch (1988).

En las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas son citadas varias especies de bivalvos y cefalópodos, encontrados en las calizas de facies Muschelkalk del Prebético (Lopez-Garrido, 1971). Con posterioridad, Parnes y Hirsch (en Hirsch, 1977) estudian



parte de la fauna encontrada por López-Garrido (1971), donde se describe el ammonoideo *Gevanites (Andalusites) hornosianus*. Este ammonoideo lo sitúan en la parte superior del Ladiniense inferior (Fassaniense superior), por comparación con las faunas de ammonoideos del Negev y del Sinaí, estableciendo una edad Ladiniense para el tramo de calizas de facies Muschelkalk del Triásico Prebético.

En la década siguiente son destacables los trabajos de Besems (1981a, 1981b, 1982, 1983) y Besems y Simon (1982) sobre la palinología de las formaciones detríticas del Triásico desde la región de Alcaraz, perteneciente a la Cobertera Tabular de la Meseta, hasta la región de Cehegín-Bullas-Cieza, en dominios pertenecientes a la zona Subbética. Por otra parte, el trabajo de Márquez-Aliaga (1985) supone un gran avance en el conocimiento de los bivalvos del Triásico de España. A partir de la comparación de los bivalvos de la región de Hornos-Siles con las faunas de la Cordillera Ibérica, Márquez-Aliaga et al. (1986) asignan una edad Ladiniense superior para las calizas del Muschelkalk del Prebético, y además toman como referencia las dataciones efectuadas por los ammonoideos (Parnes, en Hirsch (1977) y Parnes et al., 1985), polen (Besems, 1983) y conodontos (*Pseudofurnishius murcianus* Boogaard). Hirsch (1987), en otro trabajo de síntesis, realiza una “correlación tentativa” entre los distintos dominios marinos de la bioprovincia sefardí, y también propone una edad Ladiniense superior (Longobardiense) para el Muschelkalk de la Fm. Hornos-Siles, en función de las faunas de ammonoideos.

Los trabajos de Pérez López et al. (1989) y Pérez-López (1991) suponen un nuevo avance en la bioestratigrafía del Triásico de la Cordillera Bética, sobre todo en las dataciones de las formaciones detríticas reconocidas en el sector central de la Cordillera Bética. Pérez-López (1991) asigna una edad de Ladiniense medio-superior para los carbonatos de la “Formación Majanillos” (facies Muschelkalk) a partir de dataciones con bivalvos, conodontos, foraminíferos bentónicos y polen, mientras que al Grupo Keuper de Jaén le asigna una edad Karniense, por medio de asociaciones de polen.

Recientemente, a partir de nuevos hallazgos en distintos puntos de la Cordillera Bética se ha podido avanzar en la bioestratigrafía de las sucesiones del Triásico, en particular de los carbonatos de facies Muschelkalk. En este sentido, caben destacar los trabajos de Goy (1995), Goy y Martínez (1996), Goy y Pérez-López (1996) y Goy et al. (1996) en lo que respecta al estudio y clasificación de los cefalópodos (ammonoideos y nautiloideos), aportando nuevos e inéditos datos para la Cordillera Bética. Más recientemente, los trabajos de Márquez y Pérez-López (2001) sobre los foraminíferos del Triásico Medio de la Cordillera Bética, y el realizado por Márquez-Aliaga et al. (2001) acerca de los bivalvos del Prebético de Riópar (Albacete), también aportan nuevos datos sobre estos grupos fósiles, que actualmente están siendo tomados en cuenta para la elaboración de nuevas escalas bioestratigráficas y precisar las edades de las distintas unidades litoestratigráficas.

## Grupos fósiles

Se ha estudiado el registro de diversos grupos de organismos que se encuentran representados en las distintas unidades litoestratigráficas del Triásico Sudibérico. El estudio más detallado ha sido en los carbonatos de facies Muschelkalk (Formaciones Siles y Cehegín), donde se preservan en algunos casos abundantes restos fósiles pertenecientes a distintos grupos biológicos, en su mayor parte, invertebrados marinos. En menor medida, y debido al carácter continental de la facies Keuper, se ha estudiado

el contenido fósil en las unidades litoestratigráficas que componen el Grupo Keuper de Jaén, representado principalmente por el registro de polen y esporas, y en casos aislados, por macroflora.

Dentro de los grupos de invertebrados marinos, se han establecido dos grandes grupos en función del tamaño: macrofósiles y microfósiles. Dentro de los macrofósiles, se han estudiado principalmente los bivalvos y los ammonoideos, mientras que los microfósiles más frecuentes han sido: conodontos, foraminíferos y polen.

Cada uno de los grupos ha requerido un muestreo específico y un tratamiento distinto, debido a las diversas características de cada grupo de organismos. Por un lado, los macrofósiles se han recogido directamente en el campo, en las distintas sucesiones estratigráficas, mientras que para el estudio de los microfósiles se han tenido que utilizar distintas técnicas de laboratorio, para su separación. El estudio de los foraminíferos se ha realizado directamente sobre lámina delgada, y para el estudio de los conodontos y del polen ha sido necesario el tratamiento químico de la muestra para la separación de los fósiles.

### *Ammonoideos*

Es importante destacar que la paleontología de ammonoideos del Triásico en España está aún poco desarrollada. Esto es debido a varios factores, entre los que destaca la escasez de registro, que han hecho que no haya prácticamente estudios modernos desde los trabajos clásicos de Mojsisovics (1882), Smichdt (1936), o incluso Virgili (1952, 1958). Estos autores son los primeros en asignar una edad a los ammonoideos españoles, comparándolos con las faunas de bivalvos y otros grupos fósiles.

Los trabajos más modernos sobre bioestratigrafía de ammonoideos en el Triásico son los desarrollados en el área alpina por Brack y Rieber (1993), Mietto y Manfrin (1995) y Mietto et al. (2003). Además, en trabajos posteriores estos autores, junto con otros, proponen distintas alternativas para situar el límite Anisiense-Ladiniense en función de diversos criterios bioestratigráficos y litoestratigráficos (Brack y Rieber, 2003; Vörös et al., 2003; Mietto et al., 2003; Muttoni et al., 2004). Sin embargo, en España, han sido muy escasos los intentos de elaborar una bioestratigrafía para los materiales del Triásico en relación con los ammonoideos. Los trabajos de Goy (1986, 1995) son los primeros en los cuales se realiza una revisión de todos los ammonoideos del Triásico recogidos en España, proponiendo un primer intento de biozonación. En estos trabajos se pone de manifiesto que la asociación de ammonoideos es característica de la bioprovincia sefardí (Hirsch, 1977), por lo que utiliza una biozonación similar a la propuesta por Parnes (1962, 1975, 1986) en el área del Negev y del Sinaí (Israel).

#### *Ammonoideos en la Cordillera Bética*

La mayoría de los estudios de ammonoideos del Triásico en España se han centrado en trabajos de la Cordillera Costero-Catalana, las Islas Baleares y la Cordillera Ibérica, siendo muy pocos los que describen ejemplares en la parte peninsular de la Cordillera Bética. A partir del hallazgo de nuevos ejemplares en afloramientos del Muschelkalk de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Goy y Pérez López, 1996; Goy et al., 1996) se está desarrollando el estudio paleontológico y bioestratigráfico de las faunas de ammonoideos recogidas en la Cordillera Bética. Este estudio está siendo

realizado en la actualidad por Juan Alberto Pérez Valera, en el Departamento de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid, con la dirección de Antonio Goy.

Hasta hace pocos años, el conocimiento que se tenía de los ammonioideos del Triásico Medio de facies Muschelkalk de la Cordillera Bética era muy escaso (Goy, 1995). Los hallazgos de ammonioideos son aún relativamente escasos y se localizan sobre todo en el sector oriental de la Cordillera Bética. Sin embargo, a pesar de la escasez de ejemplares de ammonioideos en los carbonatos de facies Muschelkalk del Triásico Sudibérico, los hallazgos son muy importantes para la correlación y para la obtención de una edad precisa para estas unidades.

En la sección de Calasparra (CL-1) se han encontrado hasta 7 niveles que proporcionan ammonioideos, constituyendo la sección con mayor registro de todo el Triásico Subidérico. En esta sección se ha realizado un estudio bioestratigráfico preliminar, con el reconocimiento de varias zonas y subzonas (Pérez Valera, J.A., 2005) (fig. 55). Otras secciones con ammonioideos son, para la Formación Cehegín, las de Canara (CN-1) y Arroyo Hurtado (ARH-1) y para la Formación Siles las de Siles (SIL-1), Cortijos Nuevos (CJN-1), Huesa (RH-1) y Bogarra (POT-1). El estudio preliminar de estos ammonioideos permite la obtención de dos conclusiones importantes: 1) la gran escasez de estos organismos en las series carbonáticas de facies Muschelkalk del Triásico Sudibérico, que ha provocado que hallazgos aislados realizados previamente no tengan validez bioestratigráfica, debido a que existe un importante sesgo tafonómico y de muestreo que no permite conocer ni las poblaciones ni la asociación de ammonioideos para un mismo nivel, y 2) los ammonioideos encontrados en el dominio Prebético (Fm. Siles), son equivalentes a los recogidos en las secciones de la Formación Cehegín, por lo que han servido de criterio de correlación entre ambas formaciones.

- En el miembro inferior de la Formación Cehegín se puede reconocer la siguiente asociación de ammonioideos:

*Paraceratitoides brotzeni* PARNES

*Israelites ramonensis* PARNES

*Negevites zaki* PARNES

*Eoprotrachyceras curionii ramonensis* PARNES

*Gevanites cf. inflatus* PARNES

- En el miembro superior se han encontrado dos asociaciones de ammonioideos. La primera de ellas es la más numerosa y se sitúa justamente por encima de la discontinuidad que separa los dos miembros, y está compuesta por:

*Gevanites altecarinatus* PARNES

*Gevanites awadi* PARNES

*Gevanites virgiliae* GOY

*Eoprotrachyceras sp.*

En la parte media del miembro superior la asociación de ammonioideos está compuesta por:

*Gevanites epigonus* PARNES

*Eoprotrachyceras cf. gredleri*

La asociación del miembro inferior es característica del Ladiniense inferior de la bioprovincia sefardí (Zona curionii, Subzona curionii) (Parnes, 1986) del Negev (Israel) y Sinaí (Egipto). La asociación de ammonioideos que se encuentra justo en el inicio del miembro superior, justo después de la discontinuidad, también se encuentra dentro de la Zona curionii, Subzona awadi, también del Ladiniense inferior (Pérez Valera, 2005).

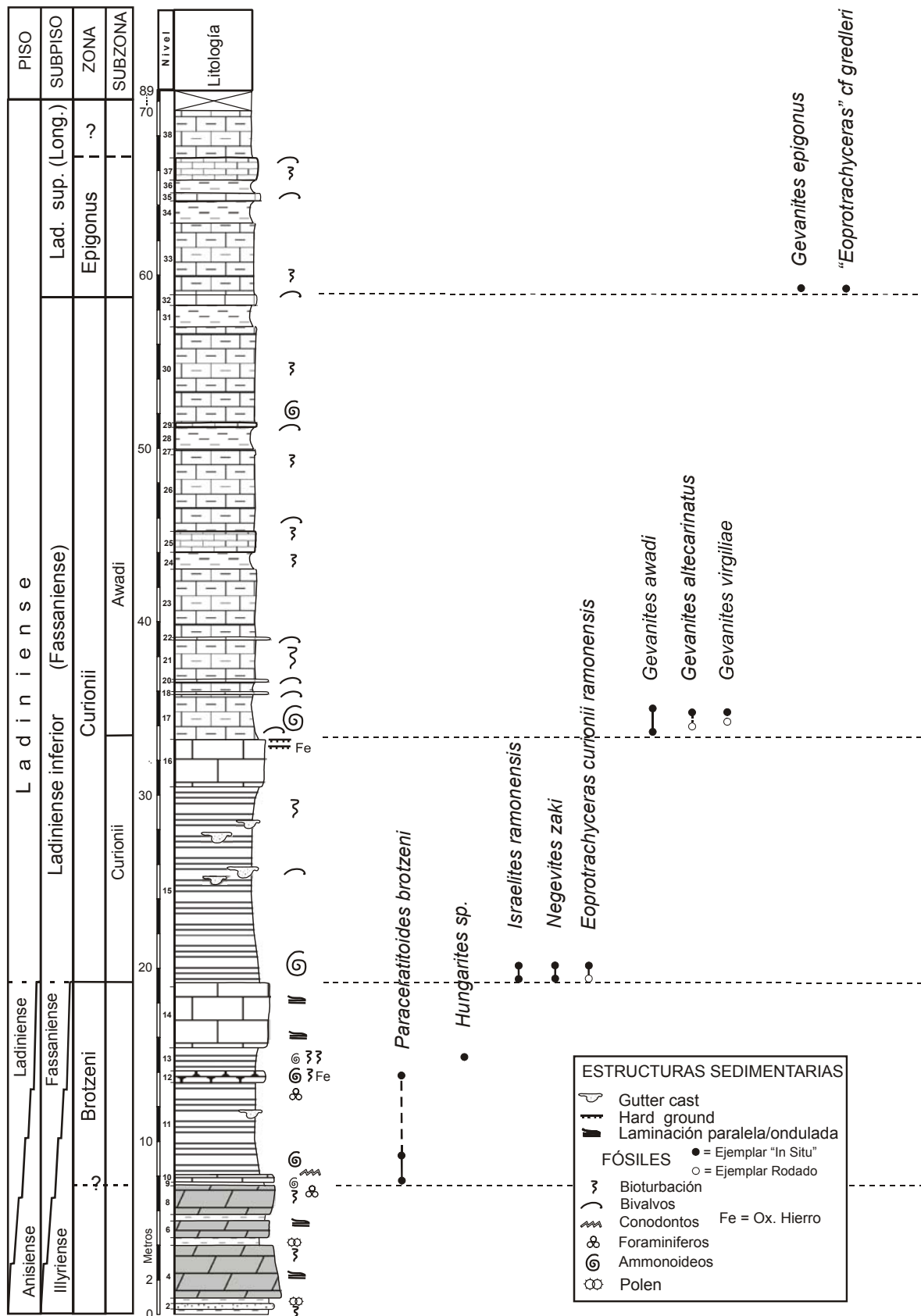


Fig. 55. Sección estratigráfica de Calasparra (CL-1), donde se muestra el registro de ammonoideos y la biozonación propuesta. Modificado de Pérez Valera, J. A. (2005).

Por último, la asociación de ammonoideos que se encuentra en la posición más alta pertenece a la Zona epigonus, primera zona del Ladiniense superior (Longobardiense) (Hirsch, 1987).

En la Formación Siles, el registro de ammonoideos es muy escaso, y normalmente los restos fósiles se encuentran mal conservados. No obstante, los estudios preliminares que se están llevando a cabo permiten la atribución de algunos ejemplares a algunos géneros de ammonoideos.

- En el miembro inferior se pueden reconocer:  
*Israelites ramonensis* PARNES  
*Negevites zaki* PARNES
- En el miembro superior, los restos que han aparecido pertenecen a:  
*Gevanites (Andalusites) hornosianus* PARNES  
*Negevites cf zaki* PARNES  
*Protrachyceras hispanicum* (MOJSISOVICS)  
*Protrachyceras* sp.

Las asociaciones de ammonoideos permiten atribuir el miembro inferior de la Formación Siles a la Zona Curionii del Ladiniense inferior, mientras que en el miembro superior, la parte inferior es también Ladiniense inferior, y la parte más superior pertenece al Ladiniense superior.

En conclusión toda la fauna de ammonoideos obtenida en los carbonatos de facies Muschelkalk del Triásico Sudibérico está comprendida entre el Ladiniense inferior y el Ladiniense superior.

### ***Bivalvos***

Los restos de bivalvos son, con mucha diferencia, los macrofósiles más frecuentes y abundantes en los carbonatos de facies Muschelkalk del Triásico Subibérico. Aparecen prácticamente en todos los afloramientos, y sobre todo son abundantes en el miembro superior de las Formaciones Siles y Cehegín.

A pesar de esta abundancia, todos los taxones reconocidos tienen amplios rangos bioestratigráficos (Márquez Aliaga, 1985), aunque la asociación de los mismos podría dar edades relativamente bien definidas.

Los bivalvos del Triásico Medio que aparecen en los materiales de facies Muschelkalk han sido estudiados principalmente en los trabajos de Márquez-Aliaga (1985), Márquez-Aliaga et al. (1986), Hirsch et al. (1987), Márquez-Aliaga y Hirsch (1988) y Márquez-Aliaga y Martínez (1996), en materiales de la Cordillera Ibérica, Catalánides y en la Zona Prebética. En todos los casos, las asociaciones de bivalvos son compatibles con una edad Ladiniense.

Se han recogido muestras de bivalvos en las diferentes secciones de los carbonatos del Muschelkalk del Triásico Sudibérico, para su estudio taxonómico y bioestratigráfico. En la sección de Calasparra (CL-1) se han muestreado sucesivos niveles de los miembros inferior y superior de la Formación Cehegín que han suministrado distintas especies de bivalvos. Esta sección ha servido como sección “tipo” para el estudio de este grupo, debido a la abundancia de restos fósiles que muestran buenas condiciones de preservación. Además, en esta sección han sido realizados previamente estudios sobre la tafonomía y preservación de los bivalvos (Márquez-Aliaga et al., 1999; Márquez-Aliaga y Márquez, 2000).

En el miembro inferior de la Formación Cehegín en la sección de Calasparra (CL-1) son muy escasos los restos de bivalvos, y solo aparecen en capas de tormenta o

en los rellenos bioclásticos de las estructuras de *gutter* y *pot cast*. Entre los bivalvos que han aparecido solamente se han podido determinar ejemplares de *Enantiostreon flabellum* (SCHMIDT) y *Costatoria kiliani* (SCHMIDT). También han aparecido ejemplares aislados de pequeño tamaño atribuibles a *Gonodon sp.* y ejemplares de *Costatoria sp.* de tamaño milimétrico, que se han encontrado en muestras tratadas para el estudio de los conodontos. En el miembro superior de la Formación Cehegín de la sección de Calasparra, el registro de bivalvos es muy abundante normalmente ligado a los depósitos de tormenta. Se han podido determinar las siguientes especies, que aparecen relacionadas entre sí: *Costatoria kiliani* (SCHMIDT), *Pleuromya cf. claviformis* (SCHLOTHEIM), *Lyriomyophoria sublaevis* (SCHMIDT), *Bakevella hallensis*, *Pseudocorbula gregaria* (MÜNSTER) y *Gervillia jouleaudi* (SCHMIDT) y especies indeterminables de *Modiolus sp.* y *Placunopsis sp.* Hacia la parte más alta de la sucesión se reconocen niveles con asociaciones monoespecíficas de *Pseudocorbula gregaria* (MÜNSTER), con ejemplares aislados de *Pleuromya cf. laevigatus* (SCHLOTHEIM).

Toda esta asociación de bivalvos ha sido descrita y atribuida al Ladiniense superior (Longobardiense) del dominio sefardí (Márquez-Aliaga et al., 1986).

En las demás secciones, el registro de bivalvos es muy similar, aunque más pobre, al estudiado en Calasparra, y aparece con distribuciones semejantes.

### **Foraminíferos**

El registro de foraminíferos en los materiales del Triásico Sudibérico es muy discontinuo, y se limita a los materiales carbonáticos, tanto del Triásico Medio (Fm. Siles y Cehegín) como del Triásico Superior (Fm. Zamoranos). En este trabajo solamente se han estudiado los foraminíferos existentes en los materiales de facies Muschelkalk del Triásico Sudibérico.

Pérez López (1991) aporta los primeros datos sobre la existencia de faunas de foraminíferos en las calizas de facies Muschelkalk de la zona Subbética, y Pérez-López y Márquez (2001) dedican un estudio monográfico sobre este grupo, a partir de las asociaciones encontradas en las secciones de Valdepeñas de Jaén (Capa Bichos) y de Cabra del Santo Cristo (Salmerón), ambas en el sector central de la Cordillera Bética. Por último, Pérez-López et al. (2003) y Pérez-López et al. (2005) estudian una asociación de foraminíferos que aparece ligada a un bioevento de colonización situado justamente en el nivel de máxima inundación del cortejo transgresivo que se observa en los materiales del Muschelkalk del Triásico Sudibérico.

Desde el punto de vista bioestratigráfico, los foraminíferos más interesantes son los involutinidos (involutinina). Especies de este grupo han sido identificadas en distintos afloramientos del Muschelkalk del Triásico Sudibérico en la zona de estudio, y en el sector central de la Cordillera Bética (Pérez-López y Márquez, 2001). Concretamente, se han encontrado foraminíferos en las secciones de la Formación Cehegín de Calasparra (CL-1), Canara (CN-1), Arroyo Hurtado (ARH-1) y Sierra del Oro (SO-1).

Las especies más abundantes con valor bioestratigráfico que se han encontrado en las muestras son:

*Lamelliconus cordevolicus* (OBERHAUSER),

*Lamelliconus gr. biconvexus-ventroplanus* (OBERHAUSER)

*Triadodiscus eomesozoicus* (OBERHAUSER).

Otros foraminíferos que han aparecido en las distintas muestras son:

*Endotriadella cf. wirzi* (KHOEN-ZANINETTI)

*Trochamina jaunensis* BRONNIMANN & PAGE  
*Lamelliconus procerus* (LIEBUS)  
*Lamelliconus multispirus* (OBERHAUSER)  
*Lamelliconus biconvexus* (OBERHAUSER)  
*Aulotortus praegaschei* (K.-ZANINETTI)  
*Nodosaria ordinata* TRIFONOVA

Según la bibliografía de las áreas alpinas, las especies de involutínidos encontradas en el Muschelkalk del Triásico Sudibérico corresponden a una edad Ladiniense superior (Longobardiense)-Carniense inferior (Zaninetti, 1976; Salaj et al., 1983; Trifonova, 1994). Sin embargo, también se han descrito asociaciones similares en el Sinaí, en Israel (Benjamini, 1988), donde aparecen asociados a faunas de ammonoideos del Fassaniense terminal. En el Triásico Sudibérico estas faunas de foraminíferos se han encontrado en niveles con ammonoideos del Ladiniense inferior (Fassaniense), lo que implica que, respecto a las áreas alpinas, en la Cordillera Bética, estas asociaciones de foraminíferos pueden llegar al Ladiniense inferior.

### **Conodontos**

El estudio de los conodontos en el Triásico de la Península Ibérica comienza con los trabajos de Boogaard (1966), Hirsch (1966, 1972) y Boogaard y Simon (1973). En comparación con los demás grupos fósiles, su estudio puede considerarse reciente. A mediados de los años 80 su estudio se desarrolla de manera sistemática a partir del trabajo de Márquez-Aliaga (1985), donde se comienzan a integrar en los estudios de otros grupos fósiles, particularmente de bivalvos. Posteriormente, March (1991) realiza la primera tesis doctoral sobre los conodontos del Triásico en la Cordillera Ibérica y Catalánides. Los últimos trabajos monográficos sobre conodontos corresponden a los realizados por Márquez Aliaga et al. (1999, 2000), Plasencia et al. (2004) y Plasencia (2005). El estudio de los conodontos como parte de estudios geológicos y paleontológicos ha sido llevado a cabo en Márquez Aliaga et al. (1986, 1994), en la zona Prebética de la Cordillera Bética y en la Cordillera Ibérica. Por último, destacan los trabajos de Hirsch et al. (1987) y Budurov et al. (1993) realizados desde dos puntos de vista distintos, el primero trata sobre aspectos ecológicos y de distribución de los conodontos en el Triásico de España, y el segundo trata de la relación de los conodontos del dominio sefardí entre España y Bulgaria, prestando especial atención a la correlación entre distintas áreas del Tethys.

En la Cordillera Bética, el primer registro de conodontos del Triásico se realizó en materiales de las Zonas Internas, concretamente en las rocas carbonatadas del Complejo Alpujarride (Boogaard, 1966, Boogaard y Simon, 1973), con un pequeño apunte de los conodontos en la zona Subbética, en el sector de La Paca-Zarcilla de Ramos (Boogaard y Simon, op. cit.). Muy posteriormente, en las Zonas Internas se han estudiado los conodontos de la Unidad de Cabo Cope a Murcia (Pérez-López et al, 2003)

En este trabajo se han muestreado numerosos afloramientos de rocas carbonatadas pertenecientes a las facies Muschelkalk en el ámbito de toda la Cordillera, que han sido estudiados por Pablo Plasencia, en la Universidad de Valencia. El objetivo principal de este muestreo no ha sido la realización de una bioestratigrafía de detalle en una sección estratigráfica concreta, porque actualmente los conodontos del Triásico Medio en España no muestran una diversidad suficiente. Debido a esto, se han recogido diversas muestras repartidas por distintos afloramientos de rocas de facies Muschelkalk

con el objeto de realizar muestreos preliminares para localizar sucesiones con faunas distintas que pudieran indicar la existencia de tramos carbonatados de edades distintas. También se han recogido muestras en sucesiones estratigráficas que pueden ser correlacionables litoestratigráficamente, con el objetivo de apoyar en la medida de lo posible la correlación.

Las sucesiones que se han muestreado han sido: Canara (CN1), Calasparra (CL-1), Arroyo Hurtado (ARH-1), Cortijos Nuevos (CJN-1) y Siles (SIL-1) en la zona de estudio, y fuera de la zona de estudio también se han muestreado las secciones de Salmerón (Cabra del Santo Cristo, CS-1), Valdepeñas de Jaén (VJ-1) y Rute (VIB-1), con muestras aisladas recogidas en Benamejí (Córdoba), Laguna Amarga (Jauja, Córdoba), Ceal (Jaén).

La mayoría de las muestras han dado restos de vertebrados, sin mayor precisión, y aproximadamente un 30 % han resultado estériles. A partir de las muestras que han dado restos de conodontos, solamente se han podido clasificar dos especies de conodontos distintas en los materiales de facies Muschelkalk del Triásico Sudibérico:

*Pseudofurnishius murcianus* VAN DEN BOOGAARD

*Pseudofurnishius huddlei* VAN DEN BOOGAARD Y SIMON

Los ejemplares de *Pseudofurnishius huddlei* VAN DEN BOOGAARD Y SIMON solamente han aparecido en la base de la sección de Calasparra (CL-1), mientras que en los demás afloramientos la especie encontrada corresponde a *Pseudofurnishius murcianus* VAN DEN BOOGAARD. Ambas especies se reconocen en el Ladiniense de la bioprovincia sefardí, sin embargo *Pseudofurnishius huddlei* VAN DEN BOOGAARD tiene un rango Ladiniense inferior a medio (Fassaniense), mientras que *Pseudofurnishius murcianus* VAN DEN BOOGAARD suele tener un rango Ladiniense medio a superior (Longobardiense).

### **Polen**

Para la datación de las unidades detrítico-evaporíticas de facies Buntsandstein y Keuper se han muestreado los niveles arcillosos que contienen las unidades litoestratigráficas distinguidas en estas facies. El estudio se ha llevado a cabo fundamentalmente en la Formación Arroyo Molinos, puesto que al ser de nueva definición ha sido necesario un estudio bioestratigráfico. Por el contrario, el muestreo efectuado en las facies Keuper, solamente ha tenido un valor orientativo que ha servido para la caracterización estratigráfica del Grupo Keuper de Jaén, y sobre todo, para poder distinguirlo de posibles unidades detríticas de edades inferiores. Por último, también se ha intentado el muestreo en los carbonatos de facies Muschelkalk, con el objeto de comparar las floras de polen con los restos fósiles de ammonoideos, bivalvos, foraminíferos y conodontos. Las distintas especies y las edades han sido efectuadas por la Dra. Nuria Solé de Porta, de la Universidad de Barcelona.

En la Cordillera Bética son destacables los trabajos realizados por Besems al principio de la década de los 80, donde estudia las asociaciones de polen de numerosos afloramientos del Triásico que afloran en la zona Prebética y zona Subbética. Después de estos trabajos, donde se realiza un primer intento de establecer una biocronoestratigrafía para las facies detríticas del Triásico, tienen lugar los desarrollados por Pérez López et al. (1989, 1992) y Pérez López (1991) donde se aportan nuevos datos sobre la palinología de las unidades detrítico-evaporíticas de facies Keuper.

No obstante, las dataciones que se han realizado a partir de asociaciones de polen siempre han estado muy discutidas por diversas razones. Díez (2000) en un



estudio palinológico sobre el Buntsandstein de la Cordillera Ibérica, aborda el problema de las dataciones con polen desde un punto de vista metodológico, considerando que la representación de especies vegetales en una muestra puede contener un importante sesgo tafonómico y preservacional, y, por tanto, no representa la biocenosis inicial. Por esta razón, no considera válidos los criterios “de ausencia”, “escasez”, “mayor o menor representación”, “abundancia”, etc. Por último, propone la utilización de la combinación de biozonas de los taxones presentes como único criterio de validez biocronoestratigráfica. Por lo tanto, para una validez del análisis se requiere un importante registro con numerosos ejemplares, que por otra parte no se da con frecuencia.

### Formación Arroyo Molinos

En materiales de la Formación Arroyo Molinos se han recogido distintas muestras, de las cuales solamente 6 han dado resultados positivos.

Las muestras ATP-130, ATP-136, FTP-14 y FTP 15 corresponden a muestras que se han tomado en el sector de Hornos-Siles, mientras que las muestras ATP-149 y FTP-9 corresponden al sector de Calasparra.

Las edades que han proporcionado estas muestras están comprendidas entre el Ladiniense y el Karniense, sin poder realizar más precisiones.

Seguidamente se muestra un cuadro con la distribución de las especies por muestra:

ESPECIES \ MUESTRAS	ATP-130	ATP-136	FTP-9	FTP-14	FTP-15
<i>Alisporites</i> sp.	x	x			
<i>Alisporites toralis</i> (Leschik) Clarke 1965	x				
<i>Camerosporites secatus</i> Leschik 1955	x			x	x
<i>Duplicisporites granulatus</i> (Leschik) Scheuring 1970	x				
<i>Duplicisporites scurrilis</i> (Scheuring) Scheuring 1970	x	x	x	x	x
<i>Duplicisporites verrucosus</i> (Leschik) Scheuring 1970	x				
<i>Lunatisporites acutus</i> (Leschik) Scheuring 1970	x		x		
<i>Klugerina meieri</i> Scheuring 1978	x				
<i>Microcachryidites fastidioides</i> (Jansonius) Klaus 1964	x				
<i>Patinasporites densus</i> Leschik 1955	x			x	x
<i>Platysaccus queenslandi</i> De Jersey 1962	x				
<i>Praecirculina granifer</i> Klaus 1960	x			x	x
<i>Staurosaccites quadrifidus</i> Dolby 1976					x
<i>Triadispora</i> sp.	x	x		x	x
<i>Triadispora crassa</i> Klaus 1964	x	x			
<i>Triadispora falcata</i> Klaus 1964	x	x			
<i>Triadispora plicata</i> Klaus 1964	x			x	
<i>Ovalipollis</i> sp.			x		
<i>Ovalipollis minimus</i> Scheuring 1970	x				
<i>Ovalipollis ovalis</i> (Krutzsch) Scheuring 1970	x		x	x	x
<i>Uvaesporites</i> sp.					
<i>Vallasporites ignacii</i> Leschik 1955					x
Bisaccate indet.	x	x	x	x	x

*Formación Siles y Formación Cehegín*

En los materiales de facies Muschelkalk también se han muestreado niveles lutíticos para el estudio del polen. De todas las muestras recogidas solamente tres han dado resultados positivos, y están situadas todas ellas en los carbonatos de la Formación Siles. En la Formación Cehegín todas las muestras han dado resultados negativos, salvo una de la parte inferior de la formación Cehegín, en la sección de Calasparra (ATE-149)

Las muestras ATP 162 y 129 están recogidas en la sección de Cortijos Nuevos (CJN-1), mientras que la muestra ATP- 161 está recogida en la base de los carbonatos en la sección SIL-1 (Siles). La edad de estas muestras está comprendida también entre el Ladiniense y el Karniense.

En la siguiente tabla se muestran los resultados:

ESPECIES \ MUESTRAS	ATP-149	ATP-129	ATP-161	FTP-162
<i>Camerosporites secatus</i> Leschik 1955		x	x	
<i>Duplicisporites granulatus</i> (Leschik) Scheuring 1970				x
<i>Duplicisporites scurrilis</i> (Scheuring) Scheuring 1970		x	x	
<i>Duplicisporites verrucosus</i> (Leschik) Scheuring 1970		x		
<i>Lunatisporites acutus</i> (Leschik) Scheuring 1970			x	
<i>Microcachrydites fastidioides</i> (Jansonius) Klaus 1964		x		x
<i>Patinasporites densus</i> Leschik 1955		x		
<i>Platysaccus queenslandi</i> De Jersey 1962		x		
<i>Praecirculina granifer</i> Klaus 1960		x		x
<i>Triadispora</i> sp.	x	x		x
<i>Triadispora crassa</i> Klaus 1964		x		
<i>Triadispora plicata</i> Klaus 1964				x
<i>Ovalipollis ovalis</i> (Krutzschn) Scheuring 1970	x	x	x	x
<i>Uvaesporites</i> sp.	x			
Bisaccate indet.	x	x	x	x

En conclusión, se pone de manifiesto la dificultad que existe para obtener edades precisas a partir de las asociaciones palinológicas en los materiales detríticos. El amplio rango bioestratigráfico de las especies vegetales, junto con la existencia de problemas tafonómicos y de muestreo, no permiten obtener la suficiente precisión como para dar una edad concreta a las formaciones, por lo que estas dataciones se deben de usar en conjunción con otros datos bioestratigráficos y estratigráficos.

**Cronoestratigrafía**

Actualmente se acepta la existencia de 6 pisos para el Triásico, de los cuales el Olenekiesense y el Induiense pertenecen al Triásico inferior, el Anisiense y el Ladiniense al Triásico Medio y el Karniense y Noriense al Triásico Superior. Clásicamente se ha incluido otro piso para el Triásico terminal, el Rhetiense. Sin embargo, parece también aceptado que corresponde a una facies del Noriense superior, y por tanto, no corresponde a un piso correctamente definido.

En la Península Ibérica, la cronoestratigrafía del Triásico ha planteado problemas desde hace tiempo, debido a la existencia de una heterocronía en las facies, y a la ausencia de restos fósiles que permitan obtener edades precisas de los materiales

(Virgili et al., 1977). De hecho, la mayoría de los pisos del Triásico están definidos por zonas de ammonoideos, con lo que se plantean problemas de correlación cuando las series son continentales o de transición, o cuando los ammonoideos que se encuentran son faunas que no se pueden correlacionar a nivel global.

Actualmente la cronoestratigrafía del Triásico Medio se encuentra todavía en proceso de configuración, debido a que queda pendiente la definición del *Global Stratigraphic Section and Point* (GSSP) para la base del Ladiniense. El límite Ladiniense-Karniense también ha estado sujeto a discusiones.

### ***Límite Anisiense-Ladiniense***

La posición de este límite no está clara, debido entre otras causas a que aún no se ha tomado la decisión definitiva por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Triásico. Recientemente se han publicado algunos artículos donde se aborda ampliamente el tema y se dan distintas posibilidades de GSSP para el límite Anisiense-Ladiniense, teniendo en cuenta distintas zonaciones de ammonoideos. Las referencias más importantes son Mietto et al. (2003) en la sección del Lago Bagolino, región de los Alpes Italianos; Brack et al. (2003) y Muttoni et al. (2004) en la misma región que los anteriores y Vörös et al. (2003) en la sección de Felsőörs, “Balaton Highland”, Hungría.

Tradicionalmente en la bioprovincia sefardí, donde se incluiría la Cuenca Bética Hirsch (1977, 1987) y Goy (1995), han considerado el comienzo del Ladiniense con el comienzo de la zona Ramonensis (Curionii-Ramonensis), que en Israel comienza con la primera aparición de *I. ramonensis*, unos metros por debajo de la primera aparición de *E. curionii ramonensis*. Según Parnes (1986) y Hirsch (1987), esta zona Curionii-Ramonensis estaría en una posición aproximadamente equivalente a la zona Curionii de la zonación estándar del Tethys, por lo que sería correlacionable con la zona Curionii de Hungría, la zona Alpina, e incluso con el NE de España (Goy 1995).

Mietto et al. (2003) proponen situar la base del Ladiniense en la subzona Avisianum que queda definida por la primera aparición de la especie de ammonoideo *Aplococeras avisianum* (Mojsisovics) además de otros tres posibles candidatos: 1) base de la zona Reitzi según Brack & Rieber (1993) (caracterizada por la primera aparición del género *Kellnerites*), 2) base de la subzona Crassus según Mietto & MANFRIN (1995) y 3) primera aparición de *Eoprotrachyceras curionii*. Respecto a esta última opción (primera aparición de la especie *E. curionii*) estos autores comentan que la aparición del género *Eoprotrachyceras* sería aparentemente un buen marcador a escala mundial, ya que está documentada en numerosas localidades por varias especies diferentes (*E. curionii* en el dominio Mediterráneo, *E. subasperum* en Nevada y *E. matutinum* en la Columbia Británica (América del Norte) (Tozer 1994) pero consideran que es difícil demostrar que la aparición del género *Eoprotrachyceras* fue instantánea a tiempo geológico en todas las regiones además de que *E. curionii* no se encuentra fuera del sureste de los Alpes y Grecia.

Mietto et al. (2003), unos meses más tarde y en la misma región proponen 6 posibilidades de colocación del límite Anisiense-Ladiniense, que van desde el comienzo de la zona Reitzi (a), (posibilidad de límite más baja), hasta el comienzo de la zona Curionii, (f), (posibilidad de límite más alta), y cuatro posibilidades intermedias: base de la subzona Reitzi (b); base de la subzona Avisianum (c); base de la subzona Crassus (d);

base de la zona Secedensis (e). En este caso proponen como mejores opciones para situar el Límite Anisiense-Ladiniense la (d) y/o la (e).

Brack et al. (2003) proponen la sección del Lago Bagolino como estratotipo del límite Anisiense-Ladiniense. Concretamente eligen la base de la zona Curionii que coincide con la primera aparición de la especie *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovics) y exponen que este límite es uno de los mejores marcadores para situar dicho límite.

Muttoni et al. (2004), por su parte, realizan una cronoestratigrafía integrada estudiando litoestratigrafía, magnetoestratigrafía y bioestratigrafía (conodontos y ammonoideos) en las regiones de Seceda y Lago Bagolino (Dolomitas, norte de Italia). Estos autores comentan las tres opciones elegidas por la Subcomisión de Estratigrafía del Triásico, las cuales son: 1) Base de la zona Reitzi, según Vörös et al. (2003) en la sección de Felsrörs (Hungría); 2) Base de la subzona Avisianum en la sección de Bagolino (Sureste de los Alpes, Italia) según Mietto et al. (2003); 3) Base de la zona Curionii en la misma sección que los anteriores, según Brack et al. (2003). De estas tres opciones consideran más adecuada la opción 3) Base de la zona Curionii.

Después de esta discusión sobre el límite, actualmente lo único seguro es que la zona Curionii ya es Ladiniense, mientras que la zona Brotzeni, será Anisiense superior (Illyriense), o Ladiniense inferior (Fassaniense), según se decida el límite.

### ***Cronoestratigrafía del Triásico Sudibérico***

A modo de conclusión, y utilizando el esquema bioestratigráfico obtenido a partir de las zonaciones de ammonoideos en los carbonatos del Muschelkalk, se puede decir que toda la fauna encontrada en la Formación Siles y en la Formación Cehegín pertenece al Ladiniense, comenzando los primeros niveles en la zona Curionii (Fassaniense), y que ambas formaciones comienzan de manera prácticamente isócrona (fig. 56). El tránsito de las facies Muschelkalk al Keuper plantea muchas más dificultades debido a la ausencia de ammonoideos en la parte alta de las Formaciones Siles y Cehegín. Los ammonoideos más altos recogidos en la parte alta del miembro superior, pertenecen todavía al Ladiniense (Longobardiense) (Zona de Gredleri), aunque todavía faltan unos metros para que se produzca el tránsito a las facies Keuper. Por tanto, no se ha encontrado en los carbonatos fauna de edad Karniense, si bien es posible que el límite Ladiniense-Karniense se produzca en los últimos niveles en los cuales no existe registro fósil, o en la parte basal de la primera unidad de facies Keuper (Unidad K1).

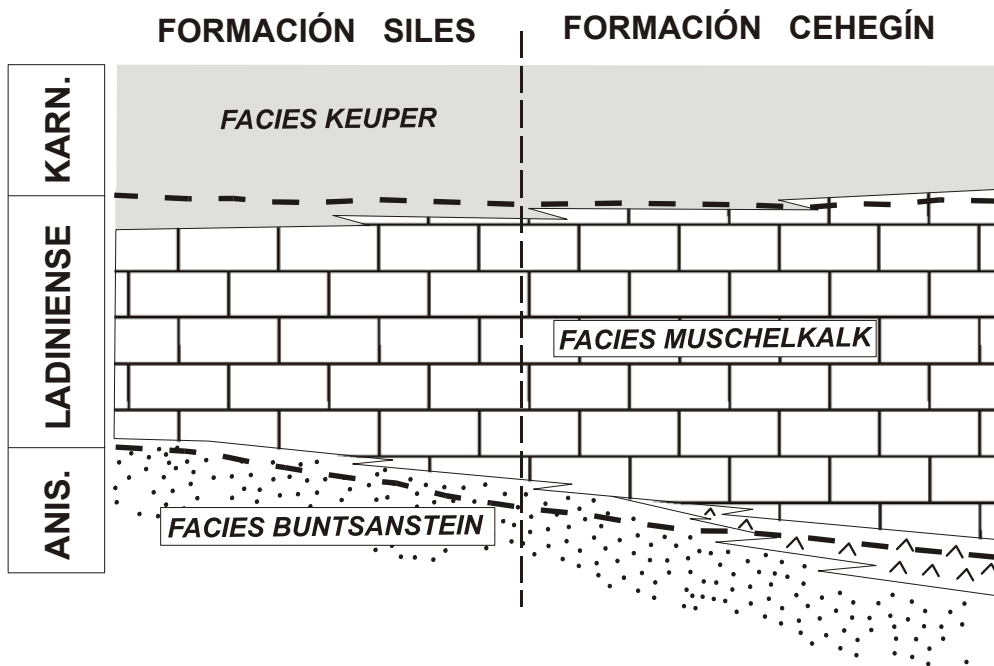
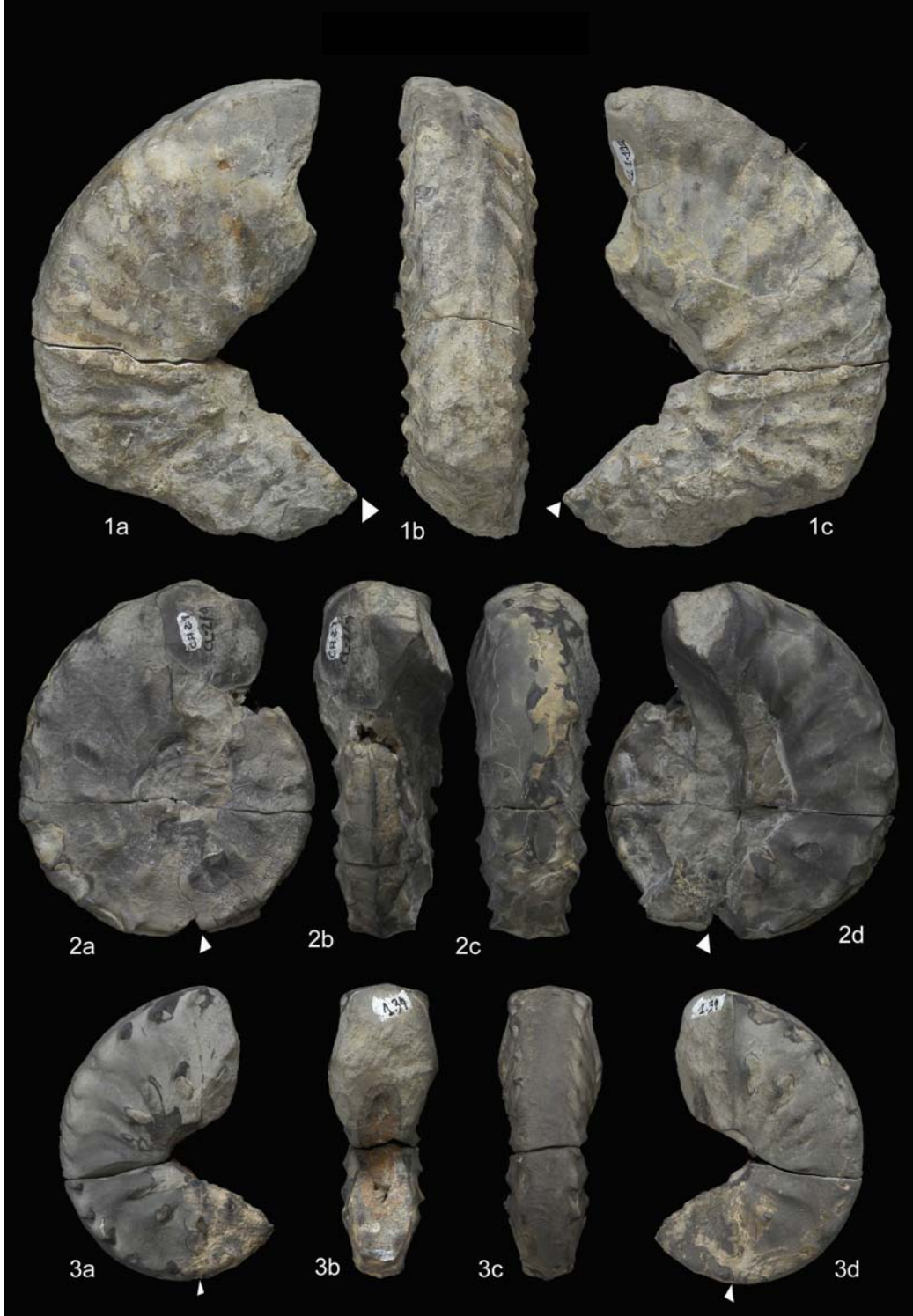


Fig. 56. Cuadro donde se muestran las relaciones entre las distintas facies y su edad.



**Figura 1(a, b, c):** *Paraceratitoides brotzeni* Parnes 1975. (CL-1/83). Nivel 11. Base de la zona Brotzeni, ( $\zeta$ ?). Anisiense superior o Ladiniense inferior ( $\zeta$ ?). (Vista lateral y ventral). Últimos septos del fragmocono y cámara de habitación casi completa.

**Figura 2 (a, b):** *Paraceratitoides brotzeni* Parnes 1975. (CL-1/52). Nivel 11. Base de la zona Brotzeni ( $\zeta$ ?). Anisiense superior o Ladiniense inferior ( $\zeta$ ?). (Vista lateral y ventral). Ejemplar casi completo, sin embargo nótese como sólo se conserva la impresión del fragmocono.

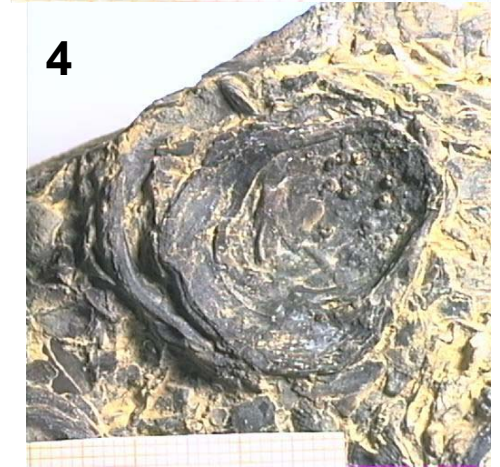
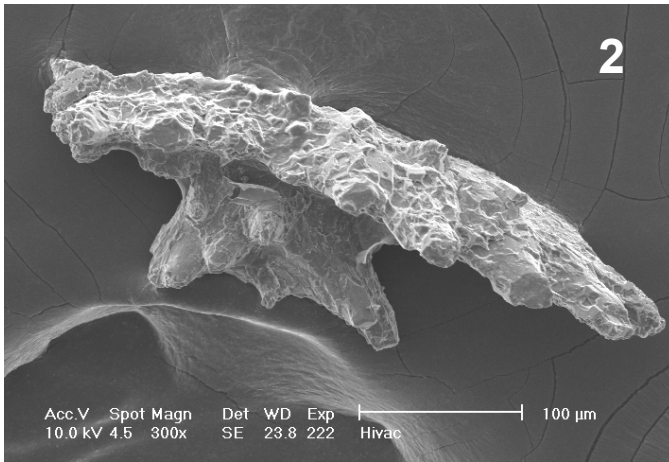
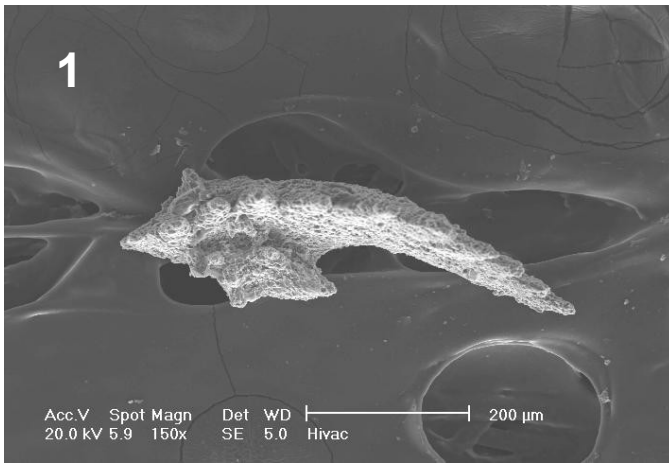


**Figura 1 (a, b, c):** *Eoprotrachyceras curionii ramonensis* Parnes 1962, (CL-1/111). Base de la zona Curionii. Ladiniense inferior. (Vistas laterales y ventral).

**Figura 2-3 (a, b, c, d):** *Gevanites awadi* Parnes 1975, (CL-2/9). Base de la zona Awadi, Ladiniense inferior (Fassaniense superior). Vistas laterales y ventrales. Ejemplar adulto bien conservado, (incluso parte del peristoma).

**Figura 3 (a, b, c, d):** *Gevanites awadi* Parnes 1975, (CL-1/34). Base de la zona Awadi, Ladiniense inferior (Fassaniense superior). Vistas laterales y ventrales. Ejemplar preadulto.





**Conodontos. 1 y 2:**  
*Pseudofurnishius murcianus*  
 VAN DER BOOGAARD

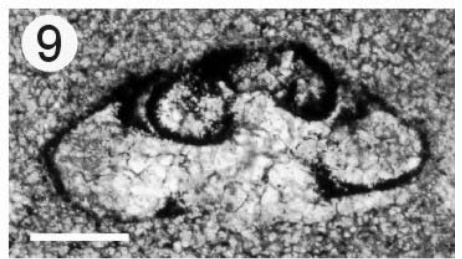
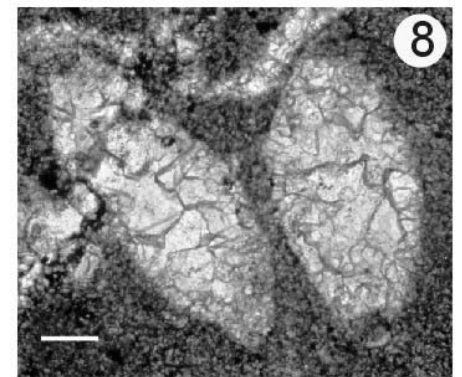
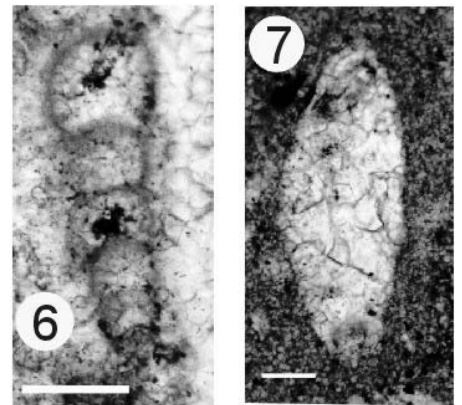
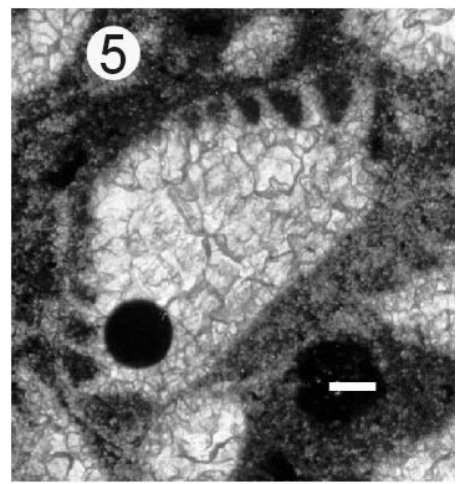
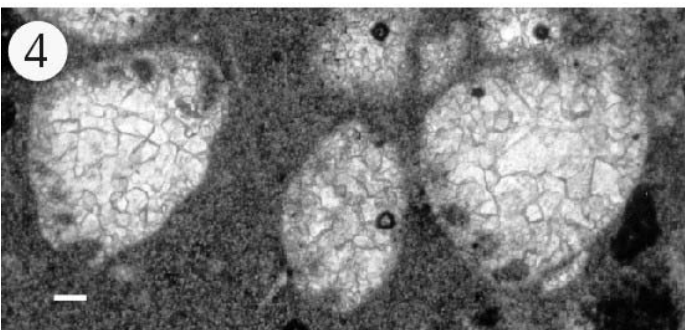
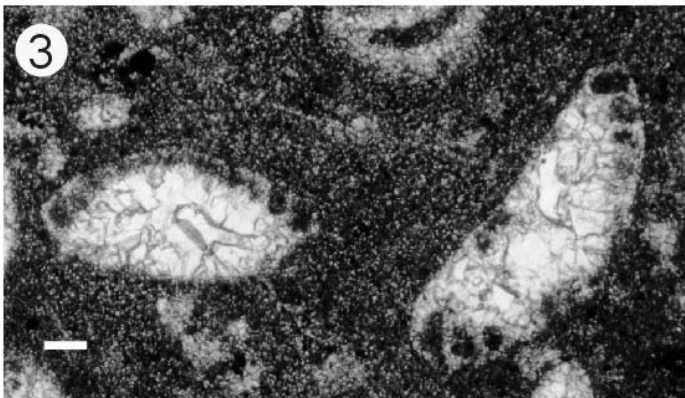
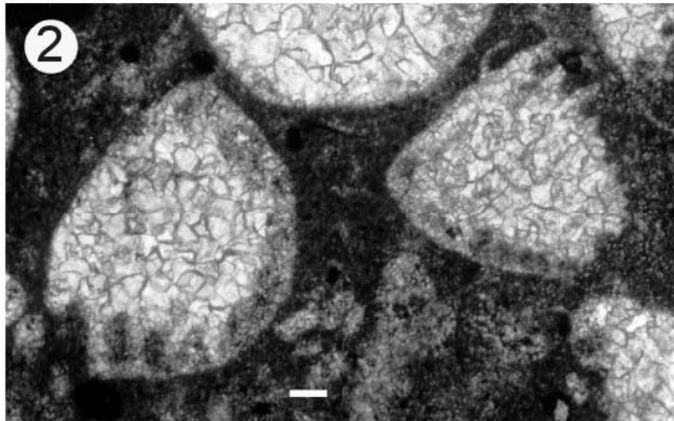
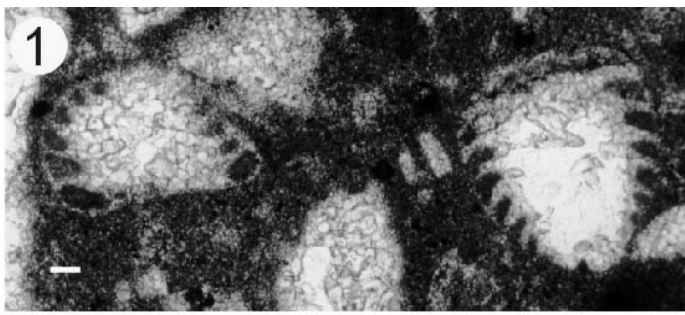
**Bivalvos.**

**3:** *Bakevellia hallensis*  
 (SCHMIDT).

**4:** *Placunopsis teruelensis*  
 WURM.

**5:** *Costatoria kiliani*  
 (SCHMIDT) y *Gervillia*  
*jouleaudi* (SCHMIDT).





Foraminíferos encontrados en el techo del miembro superior de la Formación Cehegín. La escala es de 100  $\mu\text{m}$ . **1 y 2:** *Lamelliconus cordevolicus* (Oberhauser). **3 y 5:** *Lamelliconus* gr. *biconvexus-ventroplanus*. **4:** *Lamelliconus cordevolicus* (Oberhauser). **6:** *Endotriadella* cf. *wirzi* (Koehn-Zaninetti). **7 y 8:** *Triadodiscus eomesozoicus* (Oberhauser). **9:** *Trochammina jaunensis* Brönnimann.

## CAPÍTULO VI PALEOGEOGRAFÍA DEL TRIÁSICO SUDIBÉRICO

### Introducción

El depósito de los materiales del Triásico Subidérico tiene lugar en la etapa inicial de un proceso de rifting que afectó a la mayor parte de Europa Occidental (p. ej. Ziegler, 1982), y que comenzó a desarrollarse con la extensión postorogénica debida a la orogenia Varisca, en el Carbonífero Superior-Pérmico Inferior. La extensión continuó durante todo el Pérmico, aunque la sedimentación solamente se producía en pequeñas fosas tectónicas que quedaban rodeadas de altos que suministraban gran cantidad de sedimento detrítico (López Gómez et al., 2002). Sin embargo, la creación de cuencas sedimentarias mayores tiene lugar a partir del Pérmico Superior, debido a la apertura por el este del Neotethys, que comienza a migrar hacia el oeste, en parte debido a los primeros estadios de subsidencia provocados por la apertura del Océano Atlántico. Durante el Triásico, las sucesivas fases de transgresión y regresión, afectan a los distintos márgenes continentales, y entre ellos al Margen Sudibérico, registrándose sucesivas etapas de sedimentación marina y continental (p. ej. Pérez López, 1991).

En este marco de extensión, en la Península Ibérica se crean numerosas cuencas y subcuencas que van a tener subsidencias muy diferentes, y en las cuales los primeros rellenos sedimentarios están caracterizados por potentes series de materiales siliciclásticos de facies Buntsandstein. Los materiales del Buntsandstein rellenan rápidamente las cuencas sedimentarias, y son tremendamente variables según el sector, estando muy bien representados en la Cordillera Ibérica (López Gómez y Arche, 1993). Los materiales del Muschelkalk representan el máximo de influencia marina en el Triásico de la Península Ibérica, si bien sus facies siempre corresponden a facies epicontinentales (Pérez López, 1998; López Gómez et al., 1998). Sus relaciones con los materiales del Buntsandstein son muy diversas, y en la Cordillera Ibérica se han descrito desde discordantes y erosivas (García Gil y Sopeña, 1988) a aparentemente concordantes (López Gómez y Arche, 1992). Dentro de la facies Muschelkalk aparece un momento regresivo importante, que se manifiesta en la intercalación de facies netamente continentales en algunos sectores de la Cordillera Ibérica (Formación Areniscas y Yesos del Mas) y Catalánides (M2) (López Gómez y Arche, 1992). Por último, coincidiendo aproximadamente con el límite Triásico Medio-Triásico Superior, comienza la sedimentación de materiales detrítico-evaporíticos, de facies Keuper, que evidencian una regresión generalizada en toda la Península Ibérica después del máximo transgresivo del Muschelkalk. No obstante, todavía existiría una última transgresión importante, en el Noriense, que se manifiesta en la implantación de grandes y extensas plataformas carbonáticas someras en toda la Península Ibérica, que actualmente corresponden a las Formaciones Imón, Isábena y Zamoranos, para los dominios Ibérico, Pireos y Bético, respectivamente.

### Paleogeografía del Triásico Sudibérico

En el Triásico de facies germánica depositado en el Paleomargen Sudibérico se han reconocido los materiales detríticos y detrítico-evaporíticos de facies Buntsandstein

y Keuper, y materiales carbonatados de facies *Muschelkalk*, además de una unidad carbonática de edad Noriense (Formación Zamoranos).

### ***Buntsandstein***

Los materiales del *Buntsandstein* reconocidos en el Triásico Sudibérico (Formación Arroyo Molinos) muestran unas características propias de sedimentación continental desarrollada en medios fluviales terminales, en asociación con sistemas evaporíticos costeros. A diferencia de los materiales del *Buntsandstein* de la Cordillera Ibérica, en el Triásico Sudibérico no se han encontrado las potentes formaciones areniscosas y conglomeráticas. Por el contrario, es significativo que los materiales de la Formación Arroyo Molinos tengan niveles evaporíticos, que aparecen representados hacia la parte más inferior de la Formación (miembro arcillas grises). Estos materiales solamente han sido reconocidos en las áreas más proximales al Macizo Hercínico, fundamentalmente en el Triásico que aflora en la Zona Prebética, y en Calasparra (fig. ). En los sectores más alejados no se ha podido caracterizar ninguna formación detrítica por debajo de las facies *Muschelkalk* (Formación Cehegín), puesto que los contactos inferiores de la Formación Cehegín casi siempre con tectónicos, con una unidad evaporítica compuesta por una alternancia de yesos claros y oscuros, laminados, que incluyen algunos niveles de dolomías. En algunas zonas de los sectores de Cehegín y Calasparra, esta unidad evaporítica parece estar en sucesión estratigráfica con los carbonatos de la Formación Cehegín, aunque solamente se han podido reconocer unos pocos metros.

En cualquier caso, llama la atención que se hayan reconocido solamente 45 metros de materiales en sucesión estratigráfica por debajo de los materiales del *Muschelkalk* en las zonas proximales del Paleomargen Sudibérico (Formación Arroyo Molinos), sin llegar al basamento Hercínico y que no se haya podido caracterizar suficientemente ninguna unidad litoestratigráfica por debajo del *Muschelkalk* en zonas más distales del Paleomargen Sudibérico.

### ***Muschelkalk***

Tras el estudio estratigráfico de los carbonatos del *Muschelkalk* ha quedado suficientemente caracterizada la presencia de una única unidad carbonatada de edad Ladinense en el Triásico Sudibérico.

El estudio sedimentológico de los carbonatos de facies *Muschelkalk* ha permitido interpretar que el medio de depósito correspondió en todo momento a medios marinos epicontinentales, con algunos momentos de influencia continental, sobre todo hacia el final, que se manifiesta en intercalaciones de lutitas, carniolas y yesos entre niveles marinos.

Para el *Muschelkalk* del Triásico Sudibérico se han definido formalmente dos unidades litoestratigráficas distintas que se sitúan en una zona más proximal del Paleomargen Sudibérico (Formación Siles) y en una zona más distal del Paleomargen Sudibérico (Formación Cehegín). Entre ambas unidades existe una evolución gradual en sentido noroeste-sureste, encontrándose sucesiones que muestran características de transición entre las dos formaciones (sección de Talave, TAL-1).

Uno de los problemas que se plantea en la paleogeografía del *Muschelkalk* es el la correlación de los carbonatos de la Formación Siles con los de la Formación Cehegín,

debido principalmente a la diferencia de potencia y de facies que existen entre ambas (fig. 57).

Los datos bioestratigráficos que se han obtenido permiten interpretar que la base de las dos formaciones es prácticamente isócrona con la resolución bioestratigráfica que existe en este momento. Desde el punto de vista litoestratigráfico y secuencial, ambas formaciones se dividen en un miembro inferior y un miembro superior, denotando que se han depositado bajo las mismas condiciones de ascenso general del nivel del mar. De los dos miembros, el miembro inferior es el que menor variabilidad de facies tiene en todo el sector, y donde se han reconocido las discontinuidades estratigráficas que pueden ser equivalentes en la Formación Siles y en Formación Cehegín. El miembro superior, que se sitúa sobre la discontinuidad que se produce durante la superficie de máxima inundación, muestra una variabilidad muy grande de facies entre todos los sectores, y la única característica observable es que su espesor aumenta hacia las zonas más distales del Paleomargen. De esta manera, en la Formación Siles, solamente se encuentran unos pocos metros (10 metros máximo) de rocas pertenecientes al miembro superior, mientras que para la Formación Cehegín podemos encontrar más de 100 metros. Esta característica está unida al hecho de que en la Formación Siles se encuentran facies costeras y de transición muy cerca de la discontinuidad que separa los dos miembros, y este momento de sedimentación costera va apareciendo más tarde conforme nos alejamos del Paleomargen Sudibérico. De esta manera queda patente la progradación paulatina de los sistemas deposicionales costeros

En el tránsito a las facies Keuper apenas hay registro fósil que pueda dar datos acerca de la posible heterocronía que se observa desde el punto de vista litológico. Solamente un mayor estudio del registro justo en el límite de las facies Muschelkalk y facies Keuper, permitiría saber si realmente existe esta heterocronía. Por el momento, la fauna que se ha encontrado en el tránsito Muschelkalk-Keuper es de edad Ladinense.

Por último, parece suficientemente claro que la Formación Cehegín tiene una mayor influencia marina, además de haberse depositado en un área más subsidente y con mayor espacio de acomodación que la Formación Siles. También el registro fósil de organismos pelágicos es más abundante en la Formación Cehegín.

### ***Keuper***

Los materiales de facies Keuper del Triásico Sudibérico, agrupados en el Grupo Keuper de Jaén son materiales fundamentalmente detríticos y evaporíticos, depositados en un cortejo fluvio-evaporítico costero (Pérez López, 1991, 1996). Muestran poca variabilidad en sentido proximal-distal respecto al Paleomargen, aunque existen algunas diferencias que derivan de una mayor influencia marina por el sureste al mismo tiempo que hay una mayor subsidencia. De esta manera, en la Unidad K1, se puede ver un mayor desarrollo de facies carbonatadas someras y de niveles yesíferos en las zonas distales del Paleomargen, mientras que la misma unidad en zonas más proximales está constituida por arcillas rojas con algunos niveles de areniscas rojas y escasos yesos (fig. ). En la Unidad K2, compuesta por areniscas masivas, la mayor potencia también se encuentra en los sectores más distales, donde también se encuentran las facies carniolares del miembro arenoso-carbonatado (miembro K3a) de la Unidad K3, que desaparecen hacia la meseta. Por otra parte, la unidad K4-K5 está más desarrollada en los sectores más distales del Paleomargen, donde incluyen frecuentes niveles de dolomías laminadas.

El paso de los materiales del Grupo Keuper de Jaén hacia los carbonatos del Noriense (Triásico Superior) solamente se ha observado en dos lugares, dentro del dominio Prebético (Pozo Alcón y Jumilla), denotando que por encima de los yesos claros laminados del miembro yesífero (miembro K5y) de la Unidad K4-K5 se encuentran en contacto concordante los carbonatos de la Formación Zamoranos.

### *Carbonatos del Noriense*

Los carbonatos de la Formación Zamoranos son la expresión de una transgresión marina que tiene lugar en el Noriense en toda la Península Ibérica. Las facies de estos carbonatos permiten interpretar que se han depositado en grandes plataformas epicontinentales donde dominan las facies de llanuras de mareas. Es especialmente significativo que después de la transgresión inicial se produzca una importante discontinuidad sedimentaria que normalmente se manifiesta por el desarrollo de Paleokarst en la superficie de las calizas carniolares (miembro inferior de la Formación Zamoranos), que da paso al depósito de materiales detríticos con un importante componente volcánico (miembro detrítico-ferruginoso). Posteriormente, una nueva transgresión más importante restaura las condiciones marinas someras hasta el final de la formación.

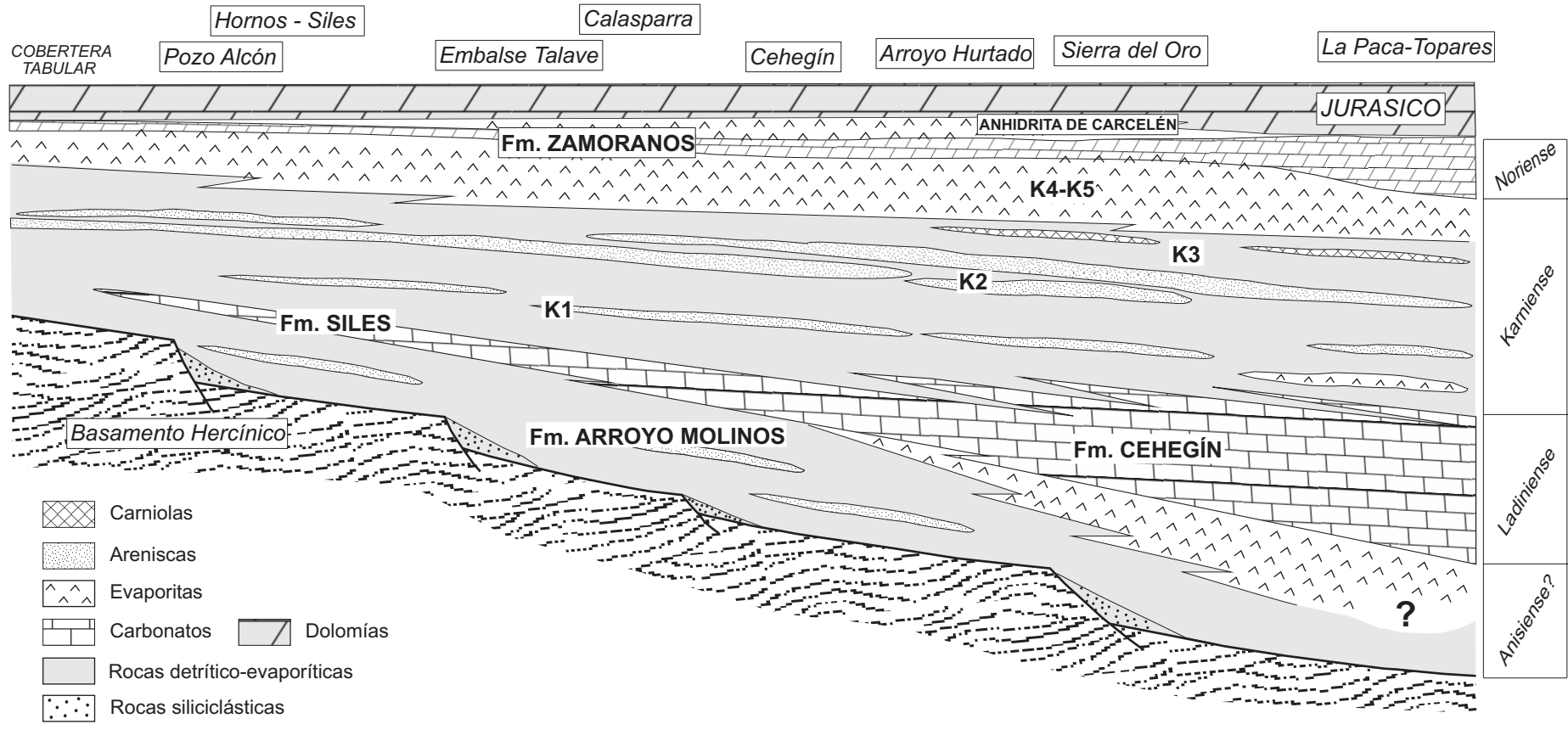
La unidad carbonática del Noriense (Formación Zamoranos) se deposita en la mayoría de los lugares sobre los materiales evaporíticos de la Unidad K4-K5 del Grupo Keuper de Jaén. Sin embargo, existe un afloramiento de interés situado en las cercanías de La Paca (sector de La Paca-Topares) donde el miembro de calizas carniolares, que normalmente tiene de 1 a 2 metros de potencia, está compuesto por 25-30 metros de dolomías laminadas, no observándose los yesos de la Unidad K4-K5 (fig. 57). Este afloramiento es el más meridional de la zona de estudio, donde se reconocen carbonatos de la Formación Zamoranos, y precisamente es interesante porque permite observar que los yesos de la Unidad K4-K5 pasan lateralmente a dolomías, en los sectores más alejados del Paleomargen, por lo que permite suponer que la influencia marina llega por el sureste.

La parte superior de la Formación Zamoranos es la más difícil de observar, y solamente se ha observado con claridad en el afloramiento de Pozo Alcón. En este afloramiento se puede ver el paso gradual de los carbonatos de la Formación Zamoranos con dolomías claras brechoides del Jurásico Inferior, sin encontrar niveles evaporíticos. En los demás sectores, por encima de la Formación Zamoranos, existen materiales evaporíticos (zona de anhidrita) similares a los de la Unidad K4-K5. Por lo tanto, sigue quedando patente la mayor influencia marina y la mayor subsidencia hacia las zonas más meridionales de las Zonas Externas.

---

Fig. 57. Modelo paleogeográfico para el Paleomargen Sudibérico en el Jurásico inferior.

NW - SE



## CAPITULO VII

# TECTÓNICA DEL TRIÁSICO SUDIBÉRICO Y SU RELACIÓN CON OTRAS UNIDADES

### Introducción

Los materiales del Triásico, desde el comienzo de los estudios de la geología de la Cordillera Bética, han sido considerados como los principales niveles de despegue entre las distintas unidades de las Zonas Externas. La plasticidad de sus rocas, fundamentalmente arcillas y evaporitas, junto con su gran potencia, y unida a su posición estratigráfica en la base de las unidades mesozoico-terciarias de la Cordillera Bética, han condicionado que los materiales del Triásico constituyan el principal nivel de despegue de las unidades alóctonas en su desplazamiento hacia el oeste-noroeste, como mantos de cabalgamiento durante la estructuración de la Cordillera Bética.

Este contexto tectónico ha llevado frecuentemente a tener una visión puramente “aloctonista” en diversos puntos de la Cordillera Bética. La mayoría de los estudios se han centrado en discusiones sobre la procedencia de las masas de las rocas del Triásico, y en el estudio de los posibles “enraizamientos” bajo las unidades post-triásicas.

Al margen de estas interpretaciones, en menor medida, se han interpretado fenómenos diapíricos para las rocas del Triásico debido a las condiciones peculiares de afloramiento de estas rocas en algunos puntos. Estos procesos diapíricos han podido actuar en diversas etapas y permanecen todavía visibles, sobre todo en algunos sectores del Prebético del sector oriental de la Cordillera Bética. Más recientemente, también se ha puesto de manifiesto la existencia de procesos de tipo olistostrómico, en los cuales están claramente involucrados los materiales del Triásico, como es el caso de la Cuenca del Guadalquivir.

Aunque se conocen estos distintos contextos geológicos de las rocas del Triásico, en la actualidad siguen existiendo problemas en las interpretaciones de la geología de las regiones donde afloran materiales del Triásico. En la mayor parte de los casos no es fácil determinar cuál ha sido el proceso tectónico o sedimentario dominante en una zona, porque frecuentemente el resultado es muy similar desde el punto de vista litológico. Por todo esto, hay que destacar que la interpretación tectónica de estas regiones depende de la correcta valoración de los procesos tectónicos, diapíricos y de redepósito.

### Antecedentes

Los primeros autores que estudian el Triásico desde el punto de vista estructural son Blumental (1927-1930) y Staub (1926, 1943). Ambos autores estudian el Triásico de Antequera y se plantea la procedencia de los materiales del Triásico en este sector y en sectores adyacentes. Sobre estas cuestiones de aloctonía siguen trabajando varios autores durante los años 1960 a 1980, donde se incluye también el estudio del Triásico de Cambil y de la Depresión del Guadalquivir (p.ej. Fontboté, 1964 y García-Rosell, 1973). En la misma época, Cruz San Julián (1972, 1974) y Peyre (1974) insisten en estudiar la posible aloctonía de los materiales triásicos de Antequera, mientras que Bourgois (1975, 1978) reconoce fenómenos sedimentarios en los materiales del *Trías de facies germano-andaluz*, en el Triásico de Ronda.

En el sector oriental de la Cordillera Bética, destacan los trabajos de van de Fliert (1980) y de Smet (1984) desarrollados en el sector de Zarcilla de Ramos, en la provincia de Murcia, donde estudian los materiales relacionados con la zona de falla de Crevillente. En estos estudios abordan el papel de los materiales del Triásico en la estructuración de toda la zona, muy abundantes en el sector, y le confieren una relativa importancia en el modelo tectónico que proponen. Durante estos mismos años, son importantes los trabajos desarrollados relacionados con procesos diapíricos en el sector oriental de la Cordillera Bética, destacando los estudios de Moseley et al. (1981), Rodríguez Estrella (1983), Navarro Hervás y Rodríguez Estrella (1985), Mancheño y Rodríguez Estrella (1985), Martínez del Olmo et al. (1986) y Rondeel y van der Gaag (1986). Al mismo tiempo se empieza a poner de manifiesto el posible control de la sedimentación debido a fenómenos diapíricos tempranos, que pueden empezar su desarrollo en el Jurásico, pero que se manifiestan fundamentalmente en el Cretácico Inferior. Este fenómeno se observa especialmente en el área prebética (Martínez del Olmo et al., 1982) donde también se estudia la posible relación entre los fenómenos halocinéticos y la caída de olistolitos a partir de las crestas diapíricas miocenas (Martínez del Olmo et al., 1985) durante la estructuración de las zonas externas de la Cordillera Bética.

Posteriormente a estos trabajos, a partir de los trabajos de Roldán (1989) y Roldán y García-Cortés (1988) desarrollados en la Cuenca del Guadalquivir, se ha dado gran importancia a los fenómenos sedimentarios de carácter olistostrómico, descritos por Perconig (1960-1962), que presentan los materiales triásicos depositados en el borde sur de la Cuenca del Guadalquivir. Estos trabajos han marcado una nueva línea de interpretación, por lo que fenómenos similares han sido también reconocidos fuera del contexto de la Cuenca del Guadalquivir, señalándose su presencia en diversos sectores de las provincias de Granada, Murcia, Almería, y Alicante (García Cortés et al., 1991).

Para el sector central de la Cordillera Bética, los trabajos de Pérez López (1991) y Pérez López y Sanz de Galdeano (1994) constituyen los primeros trabajos en los que se aborda directamente un estudio tectónico de los materiales del Triásico, y de sus relaciones con las unidades adyacentes y post-triásicas. En estos trabajos, influenciados por las nuevas hipótesis olistostrómicas, se define el Complejo Olistostrómico Subbético, para explicar las grandes extensiones de materiales del Triásico junto con otros materiales post-triásicos (unidades subbéticas), que muestran una estructura muy desorganizada. Además, aportan dataciones del Mioceno medio en sedimentos que podrían constituir la matriz de dicho Complejo Olistostrómico Subbético.

Entre los años 1990 y 1999 existen diversos trabajos también relacionados con el Triásico de la Cuenca del Guadalquivir, donde se exponen diversas teorías alternativas a la hipótesis de la Unidad Olistostrómica. Dentro de estos trabajos se puede citar el desarrollado por Flinch et al. (1996), donde se propone que los materiales del Triásico de la Cuenca del Guadalquivir se emplazaron tectónicamente a partir de una masa de evaporitas depositada durante la etapa de margen pasivo (Cretácico Superior-Paleógeno); o el trabajo de Berástegui et al. (1998), donde consideran que la Unidad Olistostrómica del Guadalquivir corresponde a un diapiro lateral, extruído hacia el N por el empuje de las Zonas Externas, y donde posteriormente se desarrollan procesos sedimentarios. También cabe resaltar el trabajo de Martínez del Olmo et al. (1999), donde obtienen algunas conclusiones sobre los materiales olistostrómicos de la Cuenca del Guadalquivir a partir de datos de sondeos y de sismica de reflexión en las transversales de Huelva, Sevilla y Córdoba.

En la misma línea de reconocer depósitos olistostrómicos asociados a las facies Keuper del Triásico Sudibérico, Tent-Manclús et al., (2000) describen un afloramiento



situado al sur de la Sierra del Cajar (Cuenca de Mula) como un depósito olistostrómico originado por la existencia de un glaciar de sal redepositado en el Mioceno. Por otra parte, Tent-Manclús et al. (2001) en un trabajo de síntesis, aporta diversos criterios para llegar a distinguir los afloramientos de rocas que presentan una facies Keuper pero que en realidad corresponden a materiales del Triásico redepositados en diversas épocas post-triásicas (Cretácico y Terciario).

Por último, los trabajos de Pérez Valera y Pérez López (2003), Pérez Valera et al. (2003) y Pérez López y Pérez Valera (2003), desarrollados en el sector de Calasparra y Cieza (provincia de Murcia), destacan la importancia que pueden tener los fenómenos de diapirismo y resedimentación (olistostromas), y como ambos procesos pueden estar claramente relacionados en un mismo afloramiento.

### **Areas cartografiadas**

Los afloramientos de materiales del Triásico Sudibérico, actualmente muestran un aspecto desorganizado y, en cierto modo, caótico. Esto es debido a su condición de nivel de despegue de las unidades tectónicas post-triásicas, y la superposición de fenómenos diapíricos, tectónicos y sedimentarios.

Sin embargo, tras la cartografía y observación de algunos sectores donde se preservan sucesiones estratigráficas, fundamentalmente de materiales del Muschelkalk y del Keuper, se pueden reconocer patrones estructurales que se mantienen en numerosos afloramientos, y que permiten obtener algunas conclusiones sobre la estructuración de las diversas unidades triásicas entre sí, la relación entre procesos diapíricos, tectónicos y sedimentarios, y las relaciones con las unidades post-triásicas.

Para el estudio de los procesos tectónicos y de diapirismo que afectan a los materiales del Triásico y para establecer sus relaciones con los materiales post-triásicos, se han realizado observaciones en algunos de los sectores definidos dentro del área de estudio. Además, se han realizado cartografías geológicas en las zonas que presentan mayor interés tectónico y mejores condiciones de observación. Dependiendo de las características del sector estudiado, se ha insistido en distintos aspectos, así como en el detalle de la cartografía.

Las zonas cartografiadas pertenecen mayoritariamente al Triásico del noroeste de la provincia de Murcia (fig. 58), donde afloran ampliamente estos materiales, con excelentes condiciones de observación, y en lugares con implicaciones tectónicas importantes (sectores de Calasparra, Cieza-Abarán y Cehegín). También se han estudiado con detalle tres zonas comprendidas en el sector de Pozo Alcón-Huesa, en la provincia de Jaén (fig. 58), por tratarse de afloramientos triásicos relacionados con la zona de falla de Tíscar.

Como resultado del estudio de las diversas zonas se han elaborado 7 mapas geológicos (ANEXO), en los cuales se han diferenciado diversas unidades pertenecientes al Triásico, así como unidades litoestratigráficas del Jurásico, Cretácico y Terciario.

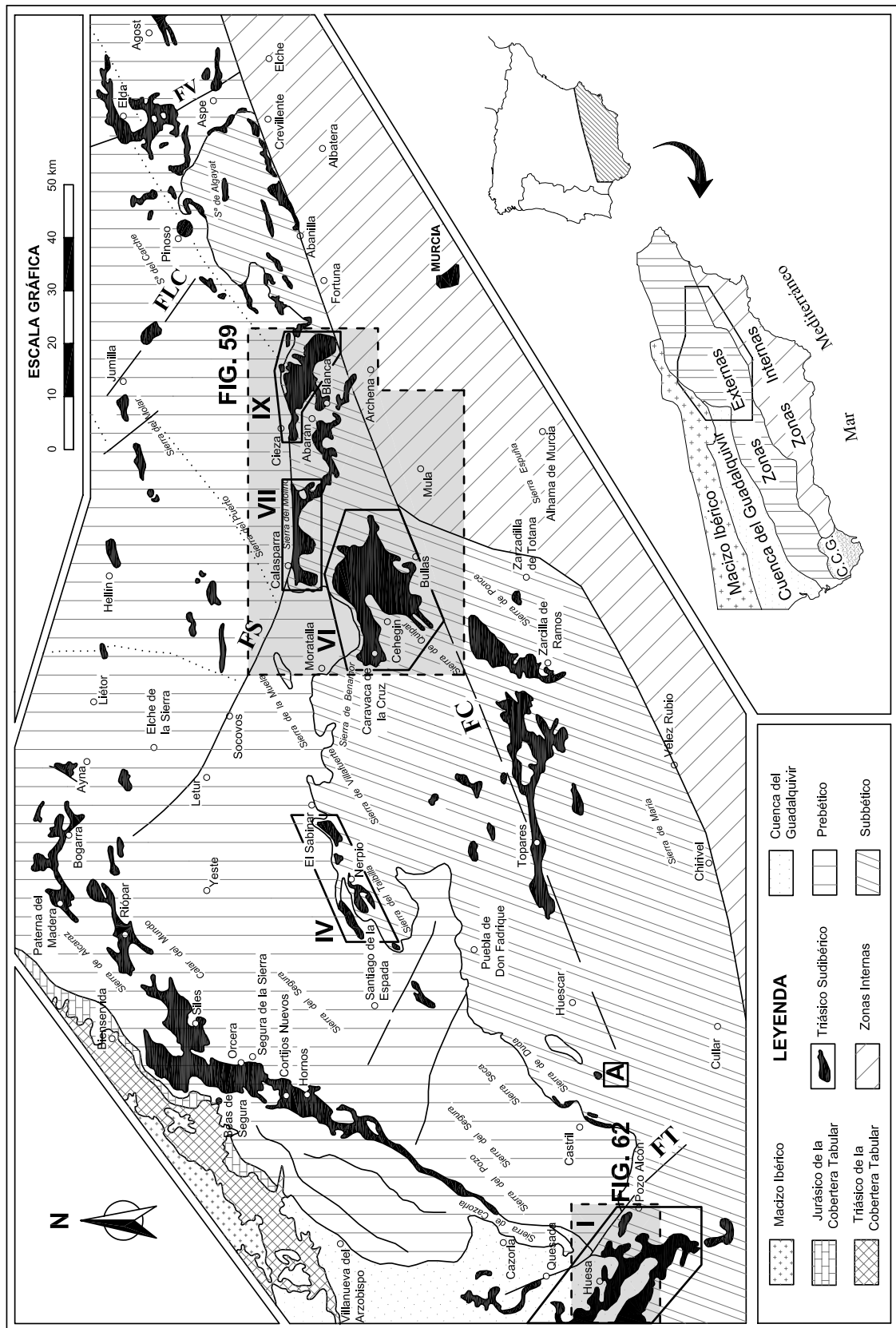


Fig. 58. Situación geológica de los sectores donde se han realizado las observaciones tectónicas. En recuadro de línea discontinua se amplian las áreas donde se han hecho las cartografías.

### ***Sector de Calasparra (sector VII, fig. 58)***

Este sector se encuentra en el noroeste de la provincia de Murcia (fig. 59), y se extiende desde la población de Calasparra, por el oeste, hasta las inmediaciones del Embalse del Carcabo, al este. Comprende los relieves situados al sur de las Sierras del Molino y la Palera. Debido a la importancia de este sector, ha sido dividido en otras tres áreas, donde se han realizado cartografías de detalle. Las zonas en las cuales se ha dividido son, de oeste a este (fig. 59): zona oeste del Embalse de Alfonso XIII (A), zona del Almorchón (B) y zona de La Herrada (C).

Desde el punto de vista geológico el sector de Calasparra se sitúa en una zona de especial interés tectónico, que guarda una estrecha relación con el accidente de Socovos-Calasparra (Jerez-Mir, 1973), donde se observan diversas relaciones con los materiales del Cretácico y Terciario. El accidente de Socovos-Calasparra constituye el límite septentrional de los afloramientos de los materiales subbéticos en la transversal de Calasparra, y pone en contacto materiales del Prebético Interno (Sierra del Molino) con materiales del Subbético Externo (Unidad de Rameles-Oro), no observándose materiales del Dominio Intermedio (Sierra de la Puerta) (Paquet, 1969, Nieto, 1997). Las rocas del Triásico de este sector se encuentran justo al sur de la falla de Socovos-Calasparra, entre los materiales del Prebético Interno y los del Subbético Externo, rodeados de materiales del Cretácico y del Mioceno (fig. 59).

#### *Zona oeste del Embalse de Alfonso XIII (mapa geológico A)*

El área cartografiada se sitúa entre la población de Calasparra y el Embalse de Alfonso XIII, al sur de la Sierra del Molino (fig. 59). El afloramiento de rocas del Triásico de este sector, muestra una forma triangular, debido a que se encuentra delimitado por tres fallas (*mapa geológico A*). La falla que se encuentra en el límite norte corresponde a una falla E-O, situada al sur de la Sierra del Molino, y que es la prolongación hacia el E de la falla de Socovos-Calasparra, también denominada como Falla de la Línea Eléctrica (Jerez Mir, F., 1979). Esta falla separa los materiales triásicos de los materiales del Prebético Interno, mientras que las otras dos fallas muestran orientaciones NO-SE y NE-SO, y separan los materiales del Triásico de los del Cretácico del Subbético Externo (*mapa geológico A*).

#### *Estructura de los materiales del Triásico*

En la parte noroeste del afloramiento se observa una sucesión continua de materiales que corresponde a distintas unidades de facies Keuper, donde se reconocen las Unidades K1, K2, y K3. Esta sucesión presenta una estructura de sinclinal con eje aproximadamente E-O (*mapa geológico A*). El flanco sur está invertido, y el flanco norte se presenta muy verticalizado. Hacia el norte, cerca de la zona de falla de Socovos-Calasparra, el sinclinal se rompe, apareciendo yesos rojos y brechoides, muy tectonizados, que se ponen en contacto directo con las calizas del Cretácico Superior del Prebético Interno de la Sierra del Molino. También aparecen cerca de este sector rocas carbonatadas del Eoceno, que constituyen una delgada banda limitada por fallas, y rocas volcánicas ultrapotásicas (lamproítas) que siguen la alineación de la falla de Socovos-Calasparra.

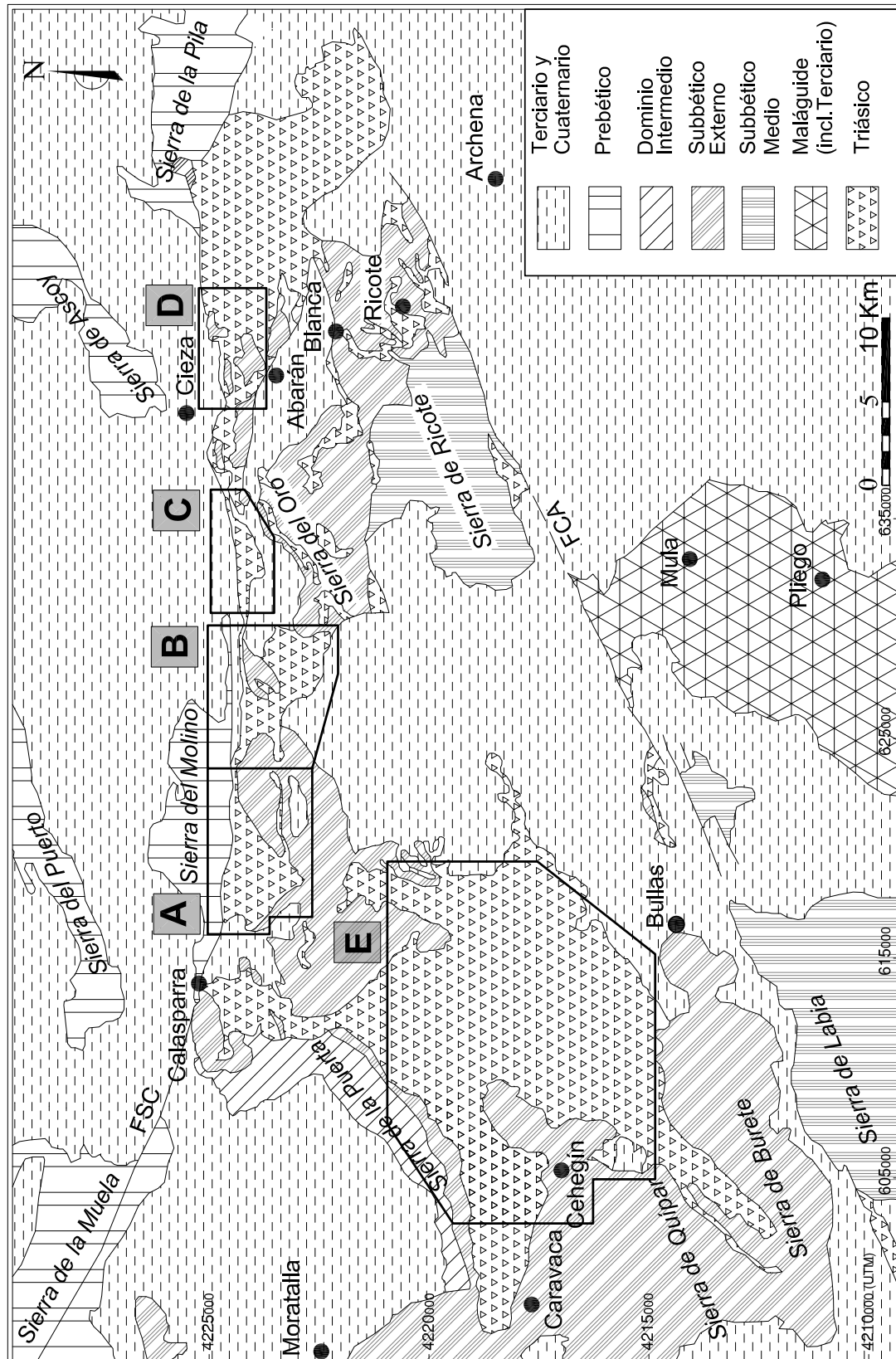


Fig. 59. Situación geológica de las áreas cartografiadas. A: zona oeste del Embalse de Alfonso XIII. B: zona del Almorchón. C: zona de La Herrada. D: sector de Cieza-Abarán. E: sector de Cehegín.

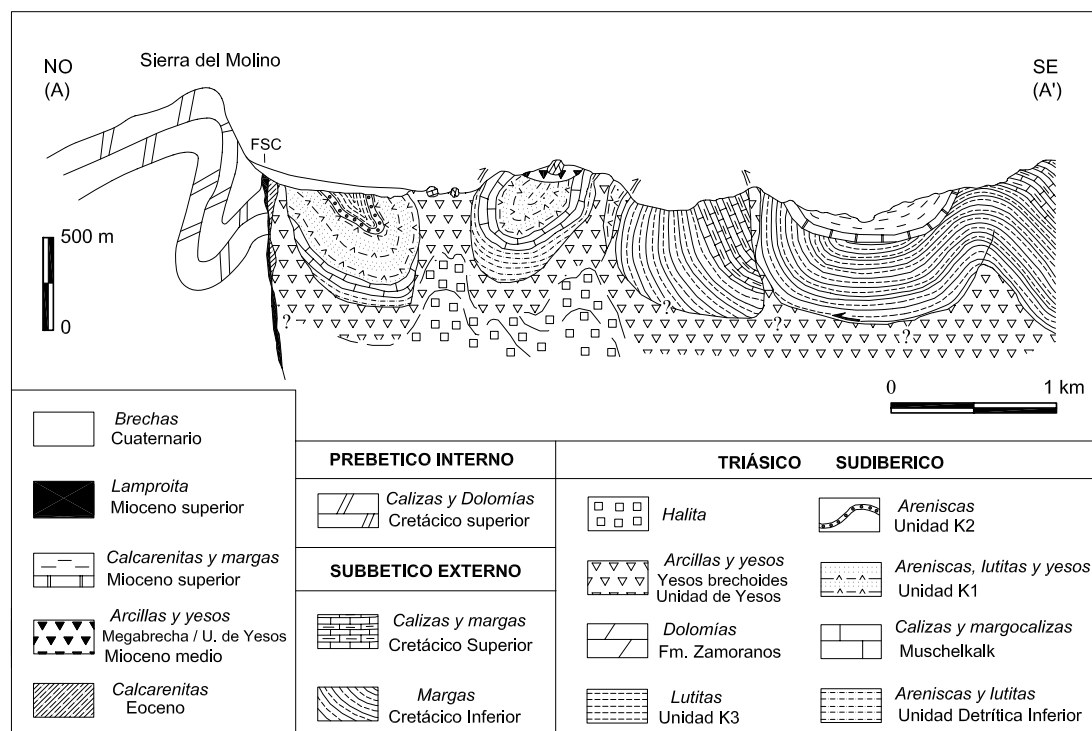


Fig. 60. Corte geológico interpretativo del Triásico del sector de Calasparra (zona oeste del Embalse de Alfonso XIII). La posición del corte se señala en el *mapa geológico A* (ANEXO).

En la parte este del afloramiento, los materiales que afloran pertenecen también a las Unidades K1, K2, y K3. La estructura es la de un sinclinal, con eje OSO-ENE, en el cual el flanco norte está invertido, mientras que el flanco sur está verticalizado (fig. 60).

En el sector sureste, al igual que los sectores descritos anteriormente, la estructura corresponde a la de un sinclinal con el flanco norte también invertido, esta vez constituido por carbonatos de facies Muschelkalk (Formación Cehegín) y arcillas y areniscas rojas de la Formación Molinos (Buntsandstein). En el núcleo, por encima de las otras unidades, y mediante un contacto tectónico complejo se observan materiales yesíferos del Complejo de Yesos, con bloques de unidades del Keuper y de la Formación Zamoranos (fig. 60).

El resto del afloramiento del Triásico pertenece al Complejo de Yesos. Las relaciones de esta unidad con las demás unidades son tectónicas, aunque en algún punto concreto podrían interpretarse como discordantes. Se han reconocido en el campo las dos litofacies del Complejo de Yesos (brechas arcillo-yesíferas rojas y megabrecha), aunque en la cartografía ha sido prácticamente imposible diferenciarlas. El Complejo de Yesos aparece en las cercanías de los contactos con el Cretácico y Terciario, donde predomina la litofacies de brechas arcillo-yesíferas, donde se encuentran foliaciones miloníticas bien desarrolladas, debidas a deformación dúctil de los materiales yesíferos en zonas de falla de salto en dirección. También existen frecuentes planos de cizalla posteriores, con venas que muestran el crecimiento de yeso fibroso, evidenciando también procesos de extensión.

### *Relaciones entre el Triásico y el Cretácico*

En los contactos con los materiales del Cretácico se sitúan dos fallas importantes, que forman aproximadamente un ángulo de 90°. La falla del límite sureste corresponde a una falla inversa, con una dirección NE-SO, y un plano que buza 60° hacia el NO (fig. 60). Se han observado criterios cinemáticos en el plano de falla, y en las rocas miloníticas asociadas, que indican un movimiento sinestrorso (*mapa geológico A*). En un punto de la falla se han podido observar de manera excepcional las estrías de movimiento, que tienen un cabeceo de 20° hacia el noreste, por lo que el conjunto de los datos muestra que los materiales de Triásico se superponen sobre los materiales del Cretácico de manera muy oblicua. Por el contrario, la falla del borde suroeste, tiene una dirección NO-SE, y un plano muy vertical, que puede buzarse al NE o al SO (*mapa geológico A*). En relación con esta fractura se han encontrado venas de extensión en las cercanías de la falla, rellenas por yeso fibroso, donde las fibras muestran una extensión casi perpendicular a la orientación de la falla. Además, se han observado criterios cinemáticos que indican que la falla también ha funcionado con carácter dextrorso. El conjunto de los datos estructurales, así como la orientación perpendicular a la falla inversa NE-SO, indica que esta falla puede tener una importante componente normal.

En conjunto, el análisis de la cartografía indica que los materiales cretácicos están estructuralmente encima de los triásicos, pero la posterior extrusión de las rocas triásicas provoca que en determinados sectores se sitúen encima de los materiales cretácicos, invirtiendo los materiales del Cretácico en las zonas próximas al contacto. En otros sectores, la existencia de fallas normales indica el colapso de la estructura, y la aparición de los materiales del Cretácico que se encontraban estructuralmente encima.

### *Relaciones entre el Triásico y el Terciario*

En la parte norte del afloramiento, en el borde sur de la Sierra del Molino y siguiendo la alineación de la falla de Socovos-Calasparra, se observa la existencia de una fina banda, alargada en sentido E-O, de calizas con nummulites del Eoceno (*mapa geológico A*). Esta banda está limitada por fallas asociadas a la falla principal, por lo que sus afloramientos son muy discontinuos, y constituyen en realidad peces decamétricos. El contacto sur de las calizas del Eoceno con el Triásico se ha observado en las cercanías del Embalse de Alfonso XIII y corresponde a una zona de falla anastomosada, de orientación E-O, que buza 80° hacia el sur, y que tiene estrías con una importante componente de salto en dirección (cabeceo < 15°) y sentido dextrorso. Sobre los materiales del Triásico se observan importantes foliaciones miloníticas en materiales yesíferos brechoides, con *peces* que señalan una componente mixta entre movimientos al norte y dextrorsos. Por otra parte, el contacto norte de la banda de calizas del Eoceno, se realiza con calcarenitas y conglomerados del Mioceno Medio (Serravaliense) por una falla de similares características, que pertenece al sistema de la falla de Socovos-Calasparra (*mapa geológico A*). Esta formación de calcarenitas y conglomerados se encuentra discordante sobre los materiales del Cretácico del Prebético Interno de la Sierra del Molino, y muestran una importante componente detrítica de fragmentos de materiales triásicos.

En relación con los materiales del Mioceno superior, en el sector noroeste se encuentran unas calcarenitas del Tortoniense, que se sitúan encima de los materiales detríticos del Keuper, buzando unos 20° hacia el oeste, por medio de una discordancia angular (*mapa geológico A*). Sin embargo, hacia el sur de este sector se observa la superposición de materiales yesíferos del Keuper sobre las margas del Messiniense, mediante un contacto mecánico tendido (*mapa geológico A*).

#### *Zona del Almorchón (mapa geológico B)*

Corresponde a la continuación hacia el este del sector anterior, por lo que ocupa la misma situación geológica (fig. 59). Se sitúa al este del Embalse de Alfonso XIII y al sur de la Sierra de la Palera (prolongación oriental de la Sierra del Molino).

Este sector está mayoritariamente constituido por materiales yesíferos pertenecientes al Complejo de Yesos. No se observa ninguna estructura geológica evidente, debido al gran predominio de materiales yesíferos (*mapa geológico B*), que enmascaran cualquier estructura geológica. En este sector, el Complejo de Yesos se superpone a los materiales del Muschelkalk, semejantes a la sucesión de Calasparra (Sección CL-1, fig.) y del Keuper inferior. También engloba materiales yesíferos-dolomíticos atribuibles a las diversas formaciones del Keuper superior (sobre todo bloques de yesos y dolomías atribuibles a la Formación K4-K5) y bloques de calizas del Muschelkalk, en este caso correlacionables con sucesiones de tipo Canara (Sección CN-1), que afloran en continuidad en el sector de Cehegín (sector VI). Además, también se encuentran gran cantidad de ofitas dispersas por todo el sector.

El contacto norte del afloramiento de rocas del Triásico corresponde a un contacto mecánico con materiales del Eoceno y Oligoceno, mediante la prolongación de la Falla de Socovos-Calasparra hacia el este. Este contacto es especialmente visible en el sector nororiental del mapa (*mapa geológico B*), donde se observa la estructura en peces de las calizas del Eoceno, que evidencian el movimiento dextrorso de la Falla de Socovos-Calasparra. También se puede reconocer la presencia de láminas de yesos, alineadas según la dirección de la falla, que desarrollan fábricas miloníticas intensas, y que dejan entre ellos retazos de materiales eocenos, oligocenos, e incluso del Mioceno inferior (Burdigaliense).

El contacto sur de los materiales del Triásico corresponde también a contactos mecánicos, con materiales del Cretácico del Subbético externo (Unidad de Rameles-Oro; Nieto, 1997). Estos contactos responden a fallas con una importante componente en dirección, como se ha podido observar mediante el estudio de los peces desarrollados en los yesos, en el extremo sureste del Embalse de Alfonso XIII. En el límite sureste del afloramiento (*mapa geológico B*) también se han encontrado evidencias de la existencia de fallas de salto en dirección, con movimiento dextrorso.

El límite hacia el este es el que presenta mayores complicaciones tectónicas, porque además de los materiales cretácicos, también están involucrados materiales del Mioceno superior. En este sector se observan diversas superposiciones de materiales triásicos sobre los cretácicos, que están formados por rocas del Albiense (Fm. Represa), y del Senoniense (Fm. Quipar). También se pueden ver superposiciones de los materiales del Cretácico sobre los del Triásico, de manera que el conjunto configura un sistema de escamas tectónicas cabalgantes. A su vez, todo este conjunto se superpone sobre los materiales conglomeráticos y margosos del Mioceno superior, que se encuentran rotados por la existencia de fallas de transferencia de los cabalgamientos. Sin embargo, en algunos sectores se pueden encontrar los materiales del Mioceno superior discordantes sobre los materiales del Triásico o del Cretácico, aunque se

encuentran muy verticalizados, y muestran una rotación de las capas en sentido horario, al acercarse a la zona de falla de Socovos-Calasparra (*mapa geológico B*).

Es importante en este sector la presencia de materiales del Jurásico que forman el relieve del Almorchón, y dos pequeños afloramientos que se encuentran formando pequeños cerros sobre materiales del Triásico y del Cretácico. Estos materiales del Jurásico presentan afinidades con el Subbético Externo (Nieto-Albert, 1997), y se encuentran totalmente desenraizados, despegados y superpuestos sobre materiales del Cretácico inferior (Albiense) o del Triásico.

#### *Zona de La Herrada (mapa geológico C)*

Este sector corresponde a los afloramientos situados entre el embalse del Carcabo, y la carretera que une Mula con Cieza (fig. 59), en el paraje conocido como La Herrada o Alto de la Higuera. Se trata de la prolongación hacia el este de los afloramientos de Calasparra y del Almorchón (apartados anteriores), y corresponden a una banda estrecha, alargada E-O, con predominio de materiales yesíferos del Triásico. Estos afloramientos se encuentran limitados por materiales del Mioceno Superior, que hacia el norte forman parte de la Depresión de Calasparra-Cieza (Sinclinal de Calasparra).

Dentro de este sector se pueden distinguir, además de los materiales del Triásico, distintos materiales carbonatados que corresponden a unidades del Jurásico y del Terciario, totalmente desenraizadas, que aparecen de manera muy discontinua (*mapa geológico C*). También existen afloramientos de margas del Cretácico inferior (Albiense). Todos los contactos corresponden a contactos mecánicos, debidos al funcionamiento de fallas de salto en dirección que constituyen prolongaciones de la zona de Falla de Socovos.

Respecto a los materiales del Triásico, predominan los materiales yesíferos claros, bandeados, atribuibles a la Unidad K4-K5, con pequeños retazos de dolomías (miembro K5d). Sobre estos materiales yesíferos se encuentran importantes afloramientos de calizas y margas de facies Muschelkalk, que son correlacionables con la sucesión de Canara (Sección CN-1). Por último, también existen importantes masas de yesos brechoides rojos, sobre todo cerca de los contactos mecánicos importantes.

En conjunto no se observa ninguna estructura evidente puesto que todos los contactos son mecánicos. Respecto a las propias unidades del Triásico, lo único que se advierte es la superposición de los carbonatos del Muschelkalk sobre unos yesos que podrían pertenecer al Keuper (Unidad K4-K5). El hecho de que en ambos bordes del afloramiento (norte y sur) se encuentren rocas del Mioceno superior muy verticalizadas, que presentan una sucesión estratigráfica incompleta por la base, permite suponer que en esta zona han actuado procesos relacionados con el movimiento en dirección de la zona de falla de Socovos-Calasparra en un contexto de transpresión (van der Straaten, 1993). Este movimiento transpresivo ha generado una estructura en flor positiva donde todos los contactos de las diversas unidades del Triásico, Jurásico, Cretácico y Terciario son muy verticales buzando al norte o al sur. Además, esta estructura en flor positiva afecta a las cuencas sedimentarias del Mioceno superior desarrolladas a ambos lados de la zona de falla, en las cuales se desarrollan discordancias progresivas.

#### ***Sector de Cieza-Abarán (Sector IX, mapa geológico D)***



Este afloramiento de rocas del Triásico, que se encuentra al sureste de la localidad de Cieza, constituye la prolongación más oriental de las rocas del Triásico que afloran en relación con la zona de falla de Socovos-Calasparra (fig. 59). El afloramiento está situado al norte de Abarán y atravesado por la Rambla del Moro.

Corresponde a un afloramiento alargado en dirección este-oeste, que se puede prolongar hasta los sectores del Embalse del Carcabo-La Herrada, Almorchón y Calasparra. Hacia el este, el afloramiento cambia de orientación y constituye una gran banda alargada en dirección NO-SE, que ocupa la depresión que existe al sur de la Sierra de la Pila y los pequeños relieves de Blanca y Abarán.

Se han reconocido en este sector materiales del Jurásico y del Cretácico de afinidades subbéticas (Unidad de Rameles-Oro), y distintas unidades pertenecientes al Terciario, en relación con los materiales triásicos (*mapa geológico D*). La tectónica en este sector es muy acusada, debido a la influencia de la zona de falla de Socovos-Calasparra, por lo que la mayoría de las relaciones entre las distintas unidades corresponden a contactos mecánicos complejos, con una fuerte componente de salto en dirección.

El límite norte del afloramiento corresponde a un límite tectónico muy neto de rocas del triásico con el Mioceno de la Cuenca de Cieza (al igual que ocurre en la zona de La Herrada). Por el contrario, hacia el sur la estructura es muy complicada, encontrándose implicadas las unidades jurásico-cretácicas subbéticas muy desmembradas, y los materiales terciarios de la Cuenca de Abarán. La Cuenca de Abarán corresponde a una cuenca de tipo *pull-apart* dentro del sistema de desgarre de la falla de Socovos-Calasparra (van der Straaten, 1990, 1993).

En los materiales pertenecientes al Triásico se han podido reconocer distintas unidades litoestratigráficas similares a las reconocidas en los demás sectores estudiados (facies Muschelkalk y Keuper). Predominan los materiales arcillo-yesíferos brechoides del Complejo de Yesos, donde se han podido diferenciar e incluso cartografiar sus dos litofacies (brechas arcillo-yesíferas y megabrecha) (Pérez-Valera y Pérez-López, 2003). Dentro del Complejo de Yesos, concretamente en la megabrecha, aparecen englobados distintos bloques (decamétricos y hectométricos) de materiales de la Unidad K4-K5 (dolomías y yesos laminados grises) y ofitas. Por otro lado, en las cercanías del contacto norte de toda la banda de rocas del Triásico aparecen bloques de calizas del Muschelkalk invertidos (sucesión tipo Canara).

En el sector de la Maraña (*mapa geológico D*), aflora una sucesión de rocas del Keuper inferior, donde se han podido reconocer las Unidades K1, K2 y K3 en continuidad estratigráfica. Sobre estas unidades aparecen materiales yesíferos, despegados, que corresponden al Complejo de Yesos (megabrecha). En la base de esta sucesión del Keuper aparecen materiales del Muschelkalk (sucesión tipo Calasparra) con muy poca continuidad lateral, algo despegados pero casi en continuidad estratigráfica.

La estructura de todo este sector es muy compleja, y lo único evidente es la existencia de fallas de dirección E-O, con una fuerte componente en dirección (cabeceo  $< 15^\circ$ ), que dejan retazos de diversos materiales entre ellas. En un corte realizado aguas abajo de la presa del Moro, se observan las relaciones entre las dos litofacies del Complejo de Yesos (Pérez-Valera y Pérez-López, 2003) (fig. corte). La litofacies de brechas arcillo-yesíferas parecen haber sufrido los efectos de una halocinesis, mostrando frecuentes pliegues en los clastos de yeso, brechificación debida a procesos de disolución-precipitación y fábricas miloníticas. Los materiales de la megabrecha muestran algunas características que podrían interpretarse como sedimentarias (estratificación subhorizontal), puesto que se sitúan sobre unas margas con niveles de

conglomerados de edad Langhiense inferior, y contienen materiales del Terciario (cantos de calizas con nummulites del Eoceno).

### ***Sector de Cehegín (Sector VI, mapa geológico E)***

Corresponde al sector más amplio de estudio, y donde afloran con más continuidad y extensión las rocas del Triásico en toda la parte oriental de las Cordilleras Béticas.

El afloramiento se sitúa al norte y al este de Cehegín, entre las localidades de Bullas, hacia el este y Valentín, al norte. Por el sur limita con las sierras subbéticas de Quipar y Burete (fig. 59). El límite noroeste del afloramiento del Triásico corresponde a un cabalgamiento sobre los materiales de la Unidad Intermedia que forman la Sierra de la Puerta. En la parte noreste también existe un contacto mecánico subvertical, en este caso más complejo, con materiales del Cretácico de afinidades subbéticas (Unidad de Rameles-Oro, Subbético externo).

Como se puede ver en la cartografía realizada para este sector (*mapa geológico E*), tampoco existe una estructura definida para todo el afloramiento, sino que lo que se observa son zonas con una cierta continuidad estratigráfica de unidades que presentan estructuras definidas, y otras zonas con una cartografía más compleja y menos definida, donde afloran fundamentalmente materiales yesíferos (Complejo de Yesos).

#### *Estructura de los materiales del Triásico*

En este afloramiento, además de los carbonatos del Muschelkalk, son abundantes los materiales del Keuper. Forman sucesiones muy continuas y muestran contactos concordantes entre sus distintas formaciones. En la parte noreste del afloramiento (Cerro de los Lomos-Cabezos de Juan González) se puede observar un gran afloramiento de materiales detríticos que corresponden a las unidades inferiores del Keuper (K1, K2 y K3) que muestran una estructura en pliegues con los flancos muy verticalizados (fig. 61). Hacia la parte alta de la sucesión de los materiales del Keuper, se encuentran yesos arcillosos rojos de la Unidad K4-K5 (miembro K4a). Por encima, se encuentran materiales yesíferos claros y dolomías coronando la sucesión, ligeramente despegados (Cabezos de Juan González). En la parte más baja de la sucesión del Keuper no se puede observar el tránsito a las facies Muschelkalk, en unos casos porque el contacto inferior es mecánico, y en otros porque las rocas del Keuper están cubiertas por los materiales aluviales del río Argos. Existen otros afloramientos de facies Keuper, aunque menos importantes y más incompletos que éste, con una estructura más compleja, como los observados en el Barranco de Gilico, Arroyo Hurtado y sureste de Canara (*mapa geológico E*).

Al igual que ocurre con las facies Keuper, también es destacable la gran abundancia de materiales carbonatados de facies Muschelkalk (Formación Cehegín). Su distribución es muy dispersa, aunque se localizan bandas más o menos continuas en distintos sectores. Como se ha dicho, no se ha observado en ningún punto el tránsito al Keuper, y tampoco el contacto inferior de estos carbonatos, pues ambos contactos corresponden en su mayor parte a límites mecánicos. Un hecho generalizado en toda la parte central y oriental del afloramiento es la superposición de la base del Muschelkalk sobre el Keuper, por encima de la Unidad K3 y el miembro K4a de la Unidad K4-K5, como ocurre también en el sector central de la Cordillera Bética (Pérez López, 1991). Sin embargo, la alineación de calizas del Muschelkalk que aparece en el contacto con el Cretácico de la Sierra de la Puerta se superpone sobre una formación yesífera brechoide,

que es la que cabalga al Cretácico Inferior de la Unidad Intermedia de la Sierra de la Puerta (*mapa geológico E*).

El resto del afloramiento está formado por unidades yesíferas (Complejo de Yesos). Dentro del Complejo de Yesos se han podido diferenciar sus dos litofacias. Por un lado se ha distinguido una unidad compuesta por brechas arcillo-yesíferas, con predominio de yesos de colores rojizos con formas trabeculares. Por otro lado, también se han diferenciado yesos de colores claros y grises, que forman grandes masas con estructura groseramente estratificada o bandeada, pero muy discontinua. Ambas litofacias se podrían atribuir a los miembros K4a y K5y de la Unidad K4-K5 del Keuper superior, pero como su distribución por todo el afloramiento es muy dispersa y no se observa ninguna relación estratigráfica con otras unidades, se ha preferido asignarlas al Complejo de Yesos. El Complejo de Yesos aparece en las cercanías de los grandes contactos mecánicos, y a menudo constituye zonas de fractura o de fuerte tectónica. También, en la parte central del afloramiento (*mapa geológico E*) se encuentra muy relacionado con bloques de ofitas y dolomías, y carbonatos del Muschelkalk, lo que le confiere un aspecto de megabrecha.

En la estructuración de los materiales del Triásico de este sector se interpretan fenómenos diapíricos y tectónicos (fig. 61). Los fenómenos de diapirismo tienen como resultado la extrusión de materiales yesíferos, que provienen de formaciones evaporíticas existentes por debajo del Muschelkalk. De esta manera, aparecen zonas donde se puede seguir la estructura de las unidades, interrumpidas por zonas yesíferas con bloques de formaciones del Muschelkalk y Keuper que serían partes de sucesiones desenraizadas y arrastradas por los materiales evaporíticos en su ascenso. Los materiales evaporíticos que han extruido constituyen el Complejo de Yesos.

Además de estos posibles fenómenos halocinéticos, se ha puesto de manifiesto una tectónica compresiva y extensional posterior, con movimientos importantes en dirección que producen la configuración actual del afloramiento (fig. 61).

#### *Relaciones con los materiales del Jurásico y Cretácico*

Los materiales del Jurásico y Cretácico en relación con los materiales del Triásico afloran fundamentalmente en la parte suroeste (Unidad de la Peña Rubia; Paquet, 1969), borde oriental y sector noroeste (Sierra de Cambrones) (*mapa geológico E*). También se encuentran, en el sector central, dos afloramientos de margas y margocalizas del Cretácico, que constituyen afloramientos muy tectonizados, y con relaciones con los materiales del Triásico muy complicadas y difíciles de ver (*mapa geológico E*).

El contacto del Triásico con los materiales de la Unidad de la Peña Rubia corresponde a un contacto mecánico, mediante una falla muy vertical, que además tiene un importante movimiento de salto en dirección. Esta falla deja pequeños afloramientos de materiales del Jurásico, en forma de peces, entre los materiales del Triásico y del Cretácico inferior. Los materiales del Cretácico inferior están afectados por una falla normal situada al borde de la Peña Rubia.

Por otra parte, en el sector nororiental, se encuentran los relieves pertenecientes a la Sierra de Cambrones, compuestos principalmente por calizas y dolomías del Jurásico, y margas y margocalizas del Cretácico Inferior (Valanginiense-Albiense), pertenecientes a la Unidad de Rameles-Oro. Estos materiales se sitúan estructuralmente por encima de las unidades triásicas, pero muy afectados por fallas de salto en dirección en sus bordes, que enmascaran las relaciones originales.

### *Relaciones con la Unidad Intermedia de la Sierra de la Puerta*

En el borde noroccidental del afloramiento del Triásico se encuentran las rocas del Cretácico y Terciario de la Unidad Intermedia de la Sierra de la Puerta (Prebético Meridional de Paquet, 1969). Estas rocas se encuentran invertidas, y forman el flanco sur invertido de un sinclinal tumbado, que se recupera hacia en norte, hacia la Cuenca de Moratalla. Los materiales del Triásico se superponen mediante una falla inversa sobre los materiales del Albiense, a lo largo de todo el contacto. En el extremo suroeste de la Sierra de la Puerta el contacto con el Triásico se hace de manera más tendida y el pliegue tumbado evoluciona hacia un cabalgamiento, de manera que las propias unidades de la Sierra de la Puerta también cabalgan sobre el Mioceno medio de la Cuenca de Moratalla.

Hoedemacker (1973) propone para el Triásico de Cehegín un origen para-autóctono, basado en la poca deformación de las propias rocas del Triásico para constituir un manto alóctono como afirmaban Falot (1945) y Paquet (1969) y en función de sus relaciones con la Sierra de la Puerta. Este autor considera que las rocas del Triásico de Cehegín podrían ser el resultado de procesos diapíricos que podrían haberse originado a partir del Albiense, y que en esa época ya constituían el núcleo del anticlinal “en caja” que actualmente tendría que existir en la unidad de la Sierra de la Puerta, en la posición que ocupa el Triásico.

### *Interpretación tectónica del Triásico de Cehegín y áreas adyacentes*

En este trabajo se han recopilado datos estratigráficos del Cretácico y Terciario de las regiones cercanas al Triásico de Cehegín, a partir de datos de van Veen (1969), Paquet (1969), Hoedemacker (1973) y datos propios. El objetivo ha sido comprender la evolución paleogeográfica de este sector de la cuenca subbética a partir del Cretácico, y ver el papel que ha podido desempeñar el Triásico en la evolución tectónica del área.

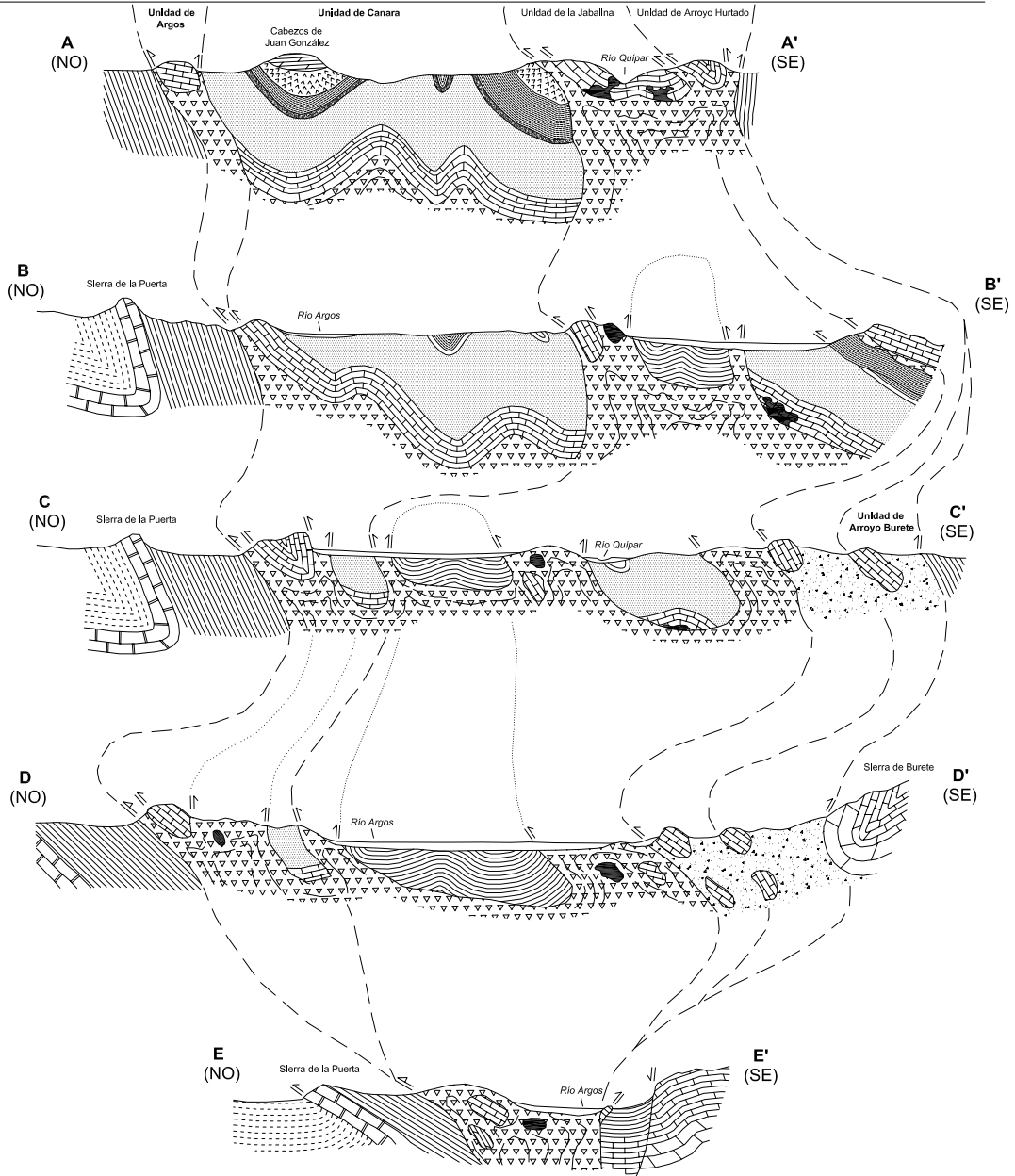
El primer dato estratigráfico observable en la región es la gran variedad de espesores que se observan en los materiales rítmicos formados por margocalizas y margas de la Formación Carretero del Cretácico Inferior (Valanginiense-Barremiense inf.). Las potencias oscilan entre unos pocos metros en la S<sup>a</sup> de Cambrones, en el extremo noreste y en la Unidad de la Loma de la Solana (van Veen, 1969; Paquet, 1969), y centenares de metros en la sección del Río Argos, al suroeste de Caravaca (van Veen, 1969; Hoedemacker, 1973). Además en los materiales del Berriasiense-Valanginiense inferior de la Unidad de la Loma de la Solana y de la S<sup>a</sup> de Quipar se reconocen fenómenos de *slumping* y de brechas intraformacionales, además de frecuentes lagunas estratigráficas, mientras que en el Valanginiense sup.-Hauteriviense son menos frecuentes estos fenómenos (Company, *com. pers.*, 2005). En el Barremiense se producen episodios turbidíticos, intercalados entre la sedimentación rítmica pelágica, con mayor o menor desarrollo, que se agrupan en la Formación Argos (van Veen, 1969). Encima de estas dos formaciones (Carretero y Argos), los materiales margosos y margocalizos del Albiense superior (Formación Represa; van Veen, 1969) son los primeros que muestran unas características de uniformización de la irregularidades producidas en la cuenca, disponiéndose sobre discontinuidades de diverso ámbito y paleorrelieves, mostrando una sedimentación continua en muchos sectores de la cuenca subbética (Nieto, 1997).

Fig. 61. Relación de cortes geológicos interpretativos del Triásico de Cehegín

UNIDAD INTERMEDIA

TRIÁSICO SUBIBÉRICO

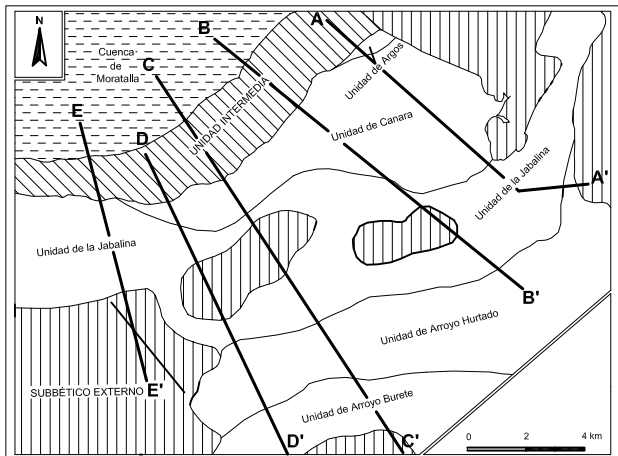
SUBBÉTICO EXTERNO



LEYENDA

GRUPO KEUPER DE JAÉN

- |  |   |  |  |
|--|---|--|--|
|  | Detriticos indiferenciados                              |  | Gravas y arenas (Plio-Cuaternario)                     |
|  | Dolomias brechoides (Unidad K5d)                        |  | Margas y areniscas (Mioceno medio)                     |
|  | Arcillas y yesos rojos (Unidad K4a)                     |  | Calizas y calcarenillas (Eoceno-Aquitaniense)          |
|  | Lutitas y areniscas (Unidad K3)                         |  | Margas, margocalizas y areniscas (Cretácico-Paleoceno) |
|  | Areniscas (Unidad K2)                                   |  | Calizas y dolomias (Jurásico)                          |
|  | Areniscas, lutitas y yesos (Unidad K1)                  |  | Complejo de Yesos                                      |
|  | Calizas y Dolomias (Fac. Muschelkalk) Formación Cehegin |  | Ollitas  |



Por tanto, en relación con estas observaciones, se puede admitir la existencia de una etapa tectónica que actúa durante el Cretácico inferior y que da lugar a una paleogeografía formada por altos topográficos que separan zonas más subsidentes. Estos cambios paleogeográficos originados por la tectónica han sido interpretados generalmente por procesos de tectónica salina del Triásico (Nieto et al., 2002), en la región de Jaén, o por la existencia de fallas que compartimentan la cuenca, originando bloques basculados (Gea y Ruiz-Ortiz, 2004), en la S<sup>a</sup> de Cambrones (Cehegín). En el caso de la región de Cehegín, las anomalías estratigráficas en los materiales del Cretácico Inferior se producen en las áreas más cercanas al Triásico de Cehegín (Unidad de la Loma de la Solana y S<sup>a</sup> de Cambrones), mientras que en áreas más alejadas se produce una sedimentación muy potente y continua, en la sección del Río Argos o flanco norte del sinclinal de la S<sup>a</sup> de la Puerta (Banks y Warburton, 1991).

Todos estos datos parecen indicar una estrecha relación entre los materiales del Triásico y las irregularidades en la sedimentación del Cretácico Inferior de las zonas adyacentes, que podrían haber sido producidas por movimientos verticales de los materiales evaporíticos del Triásico, sin llegar a la extrusión. Estos movimientos diapíricos producirían cambios en la subsidencia de las áreas adyacentes durante el Cretácico Inferior, así como la generación de fallas normales que acomodarían el espacio producido por el ascenso del Triásico. A partir del Albiense superior se produce un cese de la actividad tectónica, que sella estos movimientos.

Posteriormente a esta etapa, la sedimentación durante el Cretácico Superior y Paleoceno muestra pocas anomalías sedimentarias. Sin embargo, a partir del Eoceno inferior, se desarrollan importantes lagunas estratigráficas en las unidades subbéticas, que llegan en la mayoría de las unidades hasta el Mioceno medio. De nuevo, estas anomalías estratigráficas podrían relacionarse con una nueva etapa de movimiento diapírico del Triásico, que produce una elevación del área y probablemente una emersión en determinados sectores. Para el Eoceno medio se han descrito también procesos tectónicos importantes en diversas áreas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, incluso relacionadas con extrusiones de materiales triásicos.

Por último, durante la fase orogénica mayor en las Zonas Externas, desarrollada a partir del Burdigaliense (p. ej. Hermes, 1985, Vera et al., 2004), se producen movimientos laterales de toda la masa de rocas del Triásico hacia el noreste, debido al empuje del Dominio de Alborán, que deforman toda la estructura diapírica previamente desarrollada. En esta fase, se forman los olistostromas de la Cuenca de Moratalla y regiones al norte del Buitre (sur de Moratalla), que están alimentados de materiales del Cretácico Inferior (Barremiense) hasta el Mioceno medio (Hoedemacker, 1973). Los materiales olistostrómicos provienen de los relieves que se están estructurando en el Sur y que se están desarrollados sobre los materiales del Triásico. Finalmente, en aquellas regiones donde existe una mayor transferencia lateral (transversal de Caravaca), las unidades del Subbético compuestas por rocas del Jurásico, junto con las del Cretácico inferior (Berriasiense-Barremiense), se deslizan sobre rocas del Triásico y del Cretácico Inferior (fundamentalmente pertenecientes a materiales arcillosos del Albiense-Cenomaniense), y sobrepasan los materiales olistostrómicos del Mioceno medio. Actualmente estos relieves de rocas del Jurásico se encuentran en todo el frente subbético formando *klippes* sobre materiales del Triásico y del Albiense (p. ej. S<sup>a</sup> de San Miguel y S<sup>a</sup> del Cerezo y Almorchón).

### **Sector de Pozo Alcón-Huesa (sector I, fig. 58)**

Dentro de este sector se han seleccionado tres áreas, donde se han realizado cartografías geológicas. Se han elegido estas tres zonas por constituir afloramientos muy interesantes desde el punto de vista de la tectónica y de las relaciones de los materiales del triásico con los post-triásicos, y además, por aportar valiosos datos estratigráficos. Los sectores se sitúan entre Pozo Alcón y Huesa, en el Río Turrillas y a lo largo del Río Guadiana Menor (fig. 62). Al mismo tiempo, se emplazan en un área de especial interés tectónico, al situarse en la zona de falla del Guadiana Menor o falla de Tyscar (Foucault, 1971).

#### *Zona de Pozo Alcón (mapa geológico F)*

Se encuentra al noroeste de la localidad de Pozo Alcón (fig. 62), y es atravesado por el Río Turrillas. También es cortado en dos ocasiones por la carretera que va desde Pozo Alcón a Tíscar.

Se trata de un afloramiento alargado en dirección este-oeste, que está compuesto por rocas del Triásico. Se han reconocido y cartografiado materiales de facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, que están organizados en distintas unidades litoestratigráficas. Además, en este sector afloran materiales del Jurásico, Cretácico y Terciario, en relación con las rocas del Triásico.

Se ha realizado una cartografía de detalle de esta zona, distinguiéndose: una unidad de facies Buntsandstein (Formación Arroyo Molinos), una unidad carbonática de facies Muschelkalk (Formación Siles), cuatro unidades pertenecientes al Grupo Keuper de Jaén: K1, K2, K3 y K4-K5, y una unidad carbonática de edad Noriense (Formación Zamoranos) (*mapa geológico F*).

Como se muestra en la cartografía, las unidades del Triásico se encuentran muy plegadas y fracturadas. En todo el afloramiento dominan los materiales detríticos del Grupo Keuper de Jaén, cuya unidad K2 sirve de nivel guía para la cartografía y para poder interpretar la estructura. En el afloramiento se pueden observar dos zonas que aparecen separadas por una zona de mezcla tectónica que corresponde a una zona de falla de dirección NO-SE, situada aproximadamente en la mitad del afloramiento. Los materiales del Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper afloran en continuidad estratigráfica en casi toda la zona, y forman grandes estructuras de pliegues muy tumbados, con el flanco inverso casi horizontal. Estos pliegues se pueden ver en todo el sector oriental y en la mitad este del sector occidental. En el sector más occidental la estructura es mucho más simple, en general, y solamente se observa un anticlinal donde en el núcleo afloran los materiales del K1, de manera que en los bordes del anticlinal se encuentra toda la serie del Triásico superior, incluyendo los carbonatos de la Formación Zamoranos y los carbonatos del Jurásico, que afloran en sucesión en todo el flanco norte de este anticlinal.

En el afloramiento hay una dirección predominante que siguen las fallas, que coincide aproximadamente con la dirección de la falla de Tíscar. Estas fallas tienen una marcada componente en dirección, que señala una componente dextrorsa según criterios cinemáticos observados en los yesos que crecen en los planos de falla. También se han observado que estas fracturas han podido tener una componente de movimiento normal.

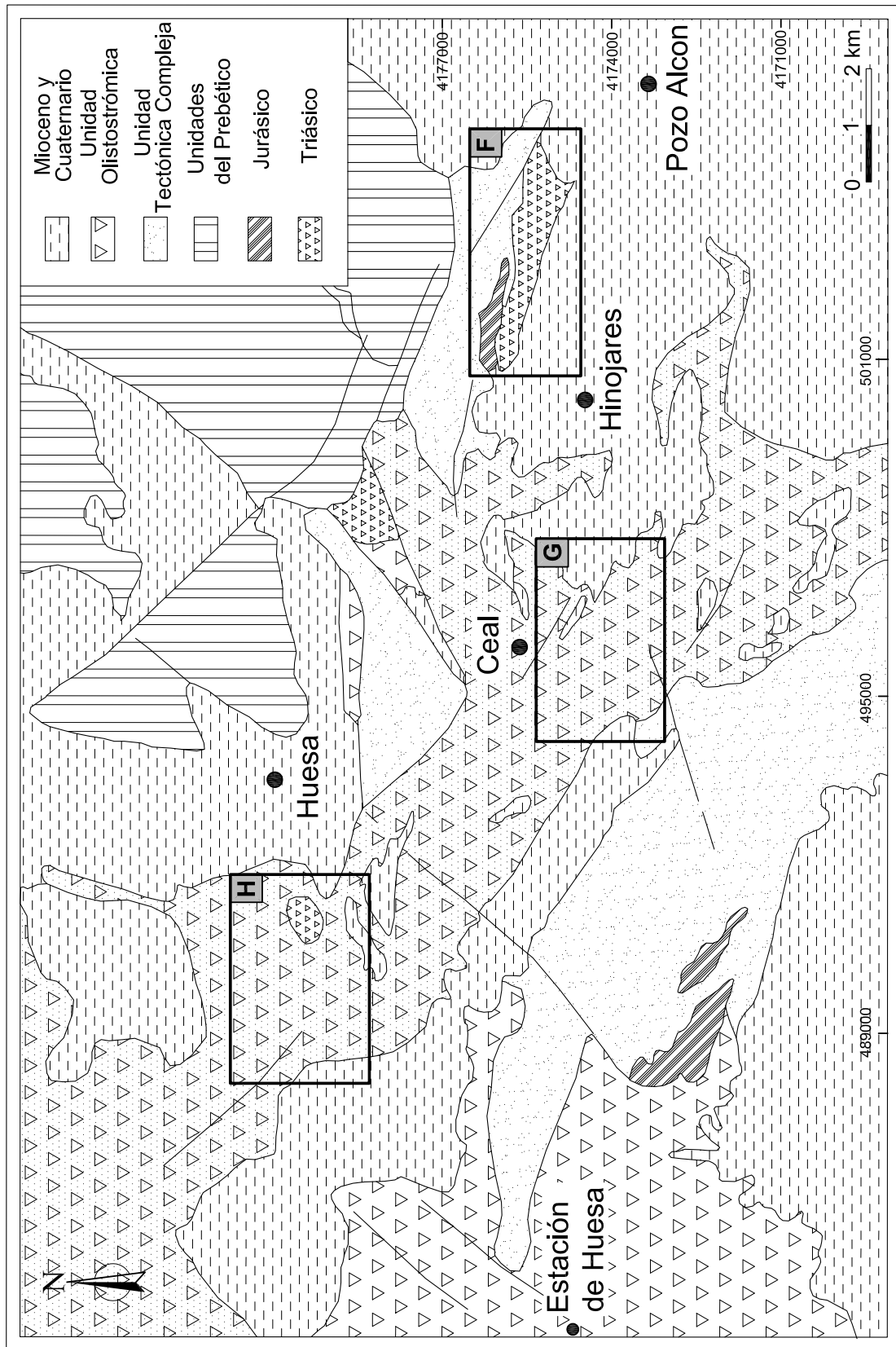


Fig. 62. Situación de las áreas cartografiadas en el sector de Huesca-Pozo Alcón. F: zona de Pozo Alcón. G: zona de Ceal. H: zona oeste de Huesca.



Un hecho interesante es la existencia en el afloramiento de una sucesión de materiales alóctonos del Keuper. Mientras que la gran mayoría de la zona los materiales del Triásico muestran características estratigráficas autóctonas o para-autóctonas, en la zona central del afloramiento existen materiales que se han atribuido a las unidades K1, K2 y K3 pertenecientes al Grupo Keuper de Jaén, y correlacionables con sucesiones más meridionales. La sucesión se encuentra invertida y delimitada por fallas del Triásico autóctono.

También señalar que las unidades superiores del Grupo Keuper de Jaén, la unidad K4-K5 solamente aflora en el contacto norte del afloramiento, con una disposición muy caótica debido a la plasticidad de sus materiales yesíferos.

Por último, las relaciones del Triásico con los materiales Post-triásicos son tectónicas en todos los casos menos en el sector noroccidental, donde parece que el paso al Jurásico es concordante, mediante la Formación Zamoranos. En el borde suroccidental se observa una unidad conglomerática de edad Messiniense-Plioceno, que se encuentra basculada, y en algún sector cabalgada por movimientos tectónicos recientes.

### *Zona de Ceal (mapa geológico G)*

Este sector se sitúa justamente al sur de la población de Ceal (Jaén) (fig. 62), y los afloramientos estudiados ocupan las áreas atravesadas por el río Guadiana Menor.

El área es especialmente complicada desde el punto de vista tectónico, pues apenas si existen unidades geológicas con continuidad. Este sector está ampliamente dominado por materiales del Complejo de Yesos, formados por brechas arcillo-yesíferas rojizas del Triásico (*mapa geológico G*), que contienen gran cantidad de ofitas y en menor medida bloques de dolomías y algún retazo de materiales detríticos de facies Keuper. También se ha localizado un gran bloque de calizas y dolomías de facies Muschelkalk (Formación Cehegín) rodeado de los materiales yesíferos, atravesado por el río Guadiana Menor en la parte central del afloramiento.

Respecto a las unidades post-triásicas, destaca la presencia de materiales del Terciario. Predominan las margas del Mioceno superior y Plioceno, discordantes sobre los materiales del Triásico, aunque en algunos sectores se encuentran afectados por contactos mecánicos. También, ligados al afloramiento Triásico, aparecen restos de calizas y calcarenitas, muy rotas y verticalizadas, que corresponden a calizas bioclásticas del Tortoniense superior que forman, en el relieve, escarpados crespones entre los yesos del Triásico. Por otra parte, es de especial interés un afloramiento de margas de edad Eoceno superior, que está englobado entre los materiales del Complejo de Yesos del Triásico.

Como se puede observar en la cartografía (*mapa geológico G*), el área es muy complicada, y solamente se ha podido constatar la gran cantidad de material yesífero brechoide que forman el Complejo de Yesos. En estos materiales se han observado diversas estructuras tectónicas, similares a las reconocidas en otras áreas, que básicamente son fábricas cataclásticas y en menor medida fábricas miloníticas, brechificaciones de disolución-precipitación, pliegues tumbados o en champiñón, que generan en las brechas arcillo-yesíferas una foliación que se ha podido medir y representar en la cartografía. En general, dominan las foliaciones subverticales, aunque pueden variar hasta encontrarse sub-horizontales. La dirección de las foliaciones suele ser NO-SE.

Dentro del Complejo de Yesos, se encuentran restos de sucesiones de materiales del Triásico, muy deformadas, donde se han podido reconocer materiales de facies

Muschelkalk y Keuper. Los materiales de facies Muschelkalk presentan afinidades con sucesiones meridionales (similares a las reconocidas en el área de Cehegín), mientras que para los del Keuper ha sido imposible determinar su procedencia paleogeográfica.

Las fábricas tectónicas, así como las características del Complejo de Yesos, permiten interpretar este afloramiento como una zona donde han podido actuar procesos diapíricos, que posteriormente han sido muy deformados por fallas con una fuerte componente de salto en dirección, probablemente asociadas a la zona de falla de Tíscar. Estos movimientos han deformado las unidades triásicas y han afectado de distinta manera a las unidades terciarias.

#### *Zona de Huesa (mapa geológico H)*

Se sitúa al oeste de Huesa (Jaén), y comprende las rocas que afloran desde las Dehesas del Guadiana, a lo largo de todo el río Guadiana Menor, hasta la zona de Las Cabañas (Rambla Honda) (fig. 62).

En este sector también existe una continuidad cartográfica de unidades geológicas, y lo que se observa en la cartografía realizada (*mapa geológico H*) es una aparente disposición caótica de diversas unidades pertenecientes al Triásico, Cretácico y Terciario. Predominan los materiales yesíferos brechoides del Complejo de Yesos, que muestran una clara foliación, y engloban diversos bloques de unidades triásicas, de entre las que destacan en este sector las “ofitas”. También son muy frecuentes los bloques de yesos claros laminados y dolomías atribuibles a la Formación Yesos y Dolomías de Cerro Molina (K4-K5), uno de los cuales está siendo explotado en forma de cantera (zona de Las Cabañas). En la parte noroccidental del mapa se encuentra un bloque decamétrico, en posición invertida, de calizas con una intercalación vulcanoclástica que presenta las características de la Formación Zamoranos (Pérez-López et al., 1992), mientras que en las cercanías del Cortijo de Ibáñez, en la parte suroccidental, aparece otro bloque de calizas de facies Muschelkalk (*mapa geológico H*), que presenta características estratigráficas similares a la sucesión de Calasparra.

El aspecto más interesante de este sector es la existencia, en la zona de Las Cabañas, de una sucesión de materiales triásicos que comprende materiales del Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper (K1, K2 y K3) en continuidad (*mapa geológico H*). Esta sucesión se encuentra en posición invertida, y puede observarse como el paso de una facies a otra se realiza por contactos estratigráficos concordantes, quedando rodeada por materiales yesíferos y ofitas del Complejo de Yesos. Las relaciones entre el Complejo de Yesos y la sucesión triásica son tectónicas, ya que no permiten observar la base de la unidad de facies Buntsandstein, en el límite inferior de la sucesión, ni el techo del Keuper. Por otra parte, las sucesiones estratigráficas del Buntsandstein y Muschelkalk pertenecen a la Formación Arroyo Molinos y Formación Siles, respectivamente, mientras que para los materiales del Keuper se han podido reconocer las unidades K1, K2 y K3 pertenecientes al Grupo Keuper de Jaén.

Respecto a los materiales post-triásicos, hay que destacar la presencia de materiales del Cretácico Inferior (Albiense) y Cretácico Superior (en facies de capas rojas), que se encuentran muy tectonizados. Sus relaciones con los materiales triásicos son siempre complejas y de naturaleza tectónica, y no responden a ningún patrón estructural definido.

También se encuentran diversas unidades pertenecientes al Terciario, que muestran distintas relaciones con el Triásico. Por un lado se encuentra una formación de margas y areniscas, que aparece en los sectores suroccidental y nororiental, cuya edad es Tortoniense inferior. Esta formación se encuentra en posición discordante sobre los

materiales yesíferos del Triásico (sector suroccidental) o afectada tectónicamente por estos mismos materiales (sector nororiental) (*mapa geológico H*). Por otro lado, existen numerosos afloramientos de rocas calcareníticas que se encuentran desmembrados y muy afectados por la tectónica (al norte de la Cantera de Yesos), llegando incluso a ser englobados por la Unidad de Yesos (zona de Dondoncilla). Por último, coronando algunos de los cerros en la parte sur, y en el extremo NW (Pelavacas), se encuentra una formación de conglomerados y calcarenitas de edad plioceno, situada por encima de los yesos del Triásico, que en algunos sectores se encuentran muy tectonizada, y llega a tener buzamientos subverticales (sector de Pelavacas).

La estructura de conjunto es muy compleja, debido a que todos los contactos son tectónicos y por el predominio de los materiales del Complejo de Yesos del Triásico, que tampoco muestran una estructura evidente. La existencia de una sucesión del Triásico invertida, con presencia de carbonatos del Muschelkalk de la Formación Siles permite suponer una cierta autoctonía para ese afloramiento concreto, por lo que, frente a éste, el resto de materiales son alóctonos y podrían constituir una gran unidad desplazada desde posiciones más meridionales y orientales. La existencia, además, en el Complejo de Yesos de bloques de carbonatos del Muschelkalk de procedencia paleogeográfica meridional (Formación Cehegín), apoyaría esta hipótesis de aloctonía. También, la fuerte deformación vertical de materiales del Mioceno superior y del Plioceno, junto con la amplia representación de fábricas tectónicas dúctiles (pliegues tumbados, foliación milonítica, etc.) en el Complejo de Yesos, permitiría interpretar procesos halocinéticos, que posteriormente han sido ampliamente deformados por movimientos asociados a fallas de salto en dirección relacionados con la zona de falla de Tíscar.

#### ***Sector de Nerpio-El Sabinar (sector IV, fig. 58)***

Los afloramientos de materiales del Triásico que se encuentran en el sector Nerpio-El Sabinar se encuentran estrechamente relacionados con el frente de cabalgamiento de unidades subbéticas sobre el Prebético (García Hernández et al., 1973). En este sector, en el contacto entre el Subbético y el Prebético se observa la existencia de un complejo de materiales del Triásico de facies Keuper asociados a materiales margosos del Cretácico (Aptiense-Albiense), que corresponderían a la Unidad Intermedia.

Las rocas del Triásico que aparecen en todo el sector corresponden en su mayoría a materiales arcillosos “versicolores”, con niveles de areniscas rojas y carniolas de tonos ocres, que presentan en conjunto una apariencia brechoide. Destaca la ausencia de grandes masas evaporíticas, al mismo tiempo que los materiales carbonatados también son poco frecuentes. Debido a la brechificación y deformación intensa que han sufrido, no se reconocen sucesiones o partes de sucesiones estratigráficas, lo cual dificulta su estratigrafía y asignación a alguna de las formaciones definidas para el Triásico Sudibérico, sin embargo se pueden atribuir a la facies Keuper (Unidades K1, K2 y K3). En afloramiento, las rocas del Triásico se presentan sobre los materiales del Terciario autóctono del Prebético (Mioceno medio), por medio de una falla subhorizontal. El desarrollo posterior de un sistema de fallas normales ha permitido la formación de fosas tectónicas, que han permitido la preservación de los materiales triásicos sobre el Mioceno medio (p. ej. Pedro Andrés).

Los materiales del Triásico aparecen muy relacionados con rocas del Cretácico (Barremiense?-Cenomaniense), que se pueden atribuir a las Unidades Intermedias, y en

este sector forman el complejo Trías-Unidad Intermedia (García-Hernández et al., 1973). Dentro del complejo Trías-Unidad Intermedia las relaciones entre los distintos materiales del Triásico y del Cretácico son tectónicas, si bien no se observa ningún patrón estructural definido. En todo el complejo predominan las estructuras tectónicas, como brechificación, diaclasado, planos de falla, etc.

García Cortés et al. (1991) en su estudio sobre la Unidad Olistostrómica del Mioceno medio (Langhiense superior-Serravaliense medio), definida en la Cuenca del Guadalquivir (Roldan García y García Cortés, 1988), estudian los afloramientos de este sector, y los incluyen en la citada Unidad Olistostrómica. Uno de los argumentos de estos autores a favor de la inclusión de estos afloramientos del Triásico en la Unidad Olistostrómica, es que no se han observado claramente contactos tectónicos de los materiales del Triásico sobre las calizas o margas del Burdigaliense o Langhiense. Sin embargo, en todo el sector de Nerpio (Pedro Andrés) y más visiblemente, en el sector de Arroyo Tercero (El Sabinar), se ha podido observar cómo los materiales detríticos de facies Keuper se superponen a las calizas prebéticas del Mioceno medio por medio de un plano de falla sub-horizontal, con desarrollo de frecuentes estrías de falla y acanaladuras. El estudio cinemático del plano de falla indica que el bloque de techo (Triásico) se ha desplazado al NNW sobre las calizas del Mioceno medio.

Por tanto, tras la revisión de estos sectores, se interpreta que los materiales del Complejo Triásico-Unidad Intermedia constituyen una unidad tectónica, situada entre unidades del Subbético al sur, y del Prebético al norte. A su vez, el Complejo Triásico-Unidad Intermedia ha sido deformado y trasladado hacia el norte por el empuje de los materiales del Subbético, expulsados por el Dominio de Alborán.

## ESTRUCTURACIÓN DE LAS UNIDADES DEL TRIÁSICO

Aunque, como se ha dicho anteriormente, la escasez de sucesiones estratigráficas más o menos completas del Triásico Sudibérico dificulta su estudio estratigráfico y estructural, a partir de las observaciones realizadas en las zonas cartografiadas, y en áreas complementarias donde se han hecho observaciones de campo, se han podido determinar algunos patrones generales sobre la estructura del Triásico Sudibérico:

1. Gran parte de los afloramientos de rocas del Triásico está dominada por el Complejo de Yesos. Dentro de este Complejo de Yesos se encuentran bloques de las formaciones del Triásico reconocidas en este trabajo y, en menor medida, de unidades post-Triásicas (Jurásico, Cretácico o Terciario). Cuando aparece en relación con otras unidades del Triásico, se superpone a sucesiones donde aparecen materiales estratificados del Buntsandstein, Muschelkalk o Keuper. También se encuentra en los contactos tectónicos mayores con materiales del Jurásico, Cretácico y Terciario.
2. Se han reconocido sucesiones estratigráficas, correspondientes a unidades del Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, que en algunos casos muestran contactos estratigráficos entre ellas. Estas sucesiones suelen tener una estructura donde predominan los pliegues con flancos muy verticalizados o invertidos. También aparecen distintos sistemas de fallas, normales o de salto en dirección, que producen traslaciones de las unidades.
3. Dentro de los materiales del Grupo Keuper de Jaén, cuando se observan en sucesión estratigráfica, predominan las Unidades K1, K2 y K3. La Unidad K4-K5 aparece casi siempre despegada sobre los materiales infrayacentes y representada

mayoritariamente por el miembro yesífero (K5y), que engloba bloques de dolomías muy fragmentadas (miembro dolomítico, K5d). El miembro K4a casi nunca se encuentra en continuidad estratigráfica, y en ocasiones aparece mezclado con el miembro K5y.

4. Los materiales carbonatados de facies Muschelkalk (Formación Cehegín) muestran en frecuentes ocasiones contactos tectónicos tanto en la base como en el techo. Tan sólo en áreas septentrionales (región de Calasparra, Huesa y Hornos-Siles) se ha podido observar el contacto inferior, concordante con los materiales de la Formación Molinos (facies Buntsandstein). En los sectores más meridionales (Subbético), el contacto inferior siempre es tectónico y la Formación Cehegín se superpone a los materiales del Grupo Keuper de Jaén, mayoritariamente sobre la Unidad K3 o el miembro K4a de la Unidad K4-K5, o es deformada por materiales evaporíticos infrayacentes.
5. La Formación Zamoranos casi siempre aparece como un bloque inmerso en el Complejo Yesos, y con frecuencia verticalizado o invertido. Presenta muy poca continuidad estratigráfica con los materiales infra o suprayacentes, y su continuidad lateral también es muy escasa (decenas de metros). Solamente aparece en sucesión estratigráfica en el diapiro de Jumilla y en la zona de Pozo-Alcón.
6. Los materiales del Complejo de Yesos aparecen siempre relacionados con zonas de fracturas importantes, y en los contactos con materiales post-triásicos, donde se desarrollan rocas de falla (cataclásitas) que a menudo muestran foliaciones cataclásticas bien desarrolladas. Su organización interna presenta frecuentes estructuras tectónicas (pliegues recumbentes, o en champiñón, elongación de clastos de yeso, foliaciones miloníticas, crecimiento de fibras en los clastos de lutitas o areniscas, planos de cizalla con crecimiento de fibras de yeso, venas de tensión rellenas por yeso fibroso, etc.). Estas estructuras permiten interpretar procesos tectónicos debidos a deformación de unidades por fallas o por halocinesis. En menor medida, y localmente, se han observado estructuras sedimentarias que, junto con la aparición de interestratificaciones y cantos de materiales post-triásicos, han permitido interpretar fenómenos de redepósito para el Complejo de Yesos.

Como se puede ver, a partir de estas conclusiones, la estructuración de los materiales del Triásico Sudibérico responde a unos patrones estructurales que se mantienen en los afloramientos estudiados. Por otra parte, algunas de las observaciones realizadas sobre estos modelos estructurales han sido previamente observadas y reconocidas en áreas del sector central de la Cordillera Bética (Pérez-López, 1991; Pérez-López y Sanz de Galdeano, 1994).

## RELACIÓN ENTRE LAS ROCAS DEL TRIÁSICO Y LAS DEL CRETÁCICO

### Introducción

A lo largo de las zonas externas de la Cordillera Bética se observa que en algunos sectores existe una relación cartográfica entre materiales del Triásico y materiales del Cretácico. Esta relación de afloramiento, en el sector oriental de la Cordillera Bética, parece ser más acusada en las unidades geológicas que se sitúan entre unidades del Subbético y unidades del Prebético (Unidades Intermedias).

Para explicar esta relación, o proximidad, entre los afloramientos de los materiales triásicos y cretácicos, se han invocado diferentes mecanismos: diapirismo,

resedimentación y tectónica. A su vez, los distintos autores que han estudiado los materiales cretácicos, desde el punto de vista estratigráfico, han tratado de ver las relaciones que han podido tener los movimientos verticales (halocinesis) de los materiales Triásicos con los cambios de potencia, generación de altos fondos, discontinuidades, etc., que se presentan en las sucesiones cretácicas (ej. Martínez del Olmo et al., 1982; Nieto et al., 2001).

El objetivo de este epígrafe ha sido estudiar las relaciones que existen entre las rocas del Triásico y las del Cretácico. Para esto, se ha recogido y analizado toda la bibliografía existente y se han visitado los afloramientos donde se cita una interstratificación de materiales del Triásico en el Cretácico. Además de realizar observaciones en zonas donde autores previos han interpretado estos procesos, se ha prestado especial interés a los materiales del Cretácico en la realización de los mapas geológicos, y en particular, a las relaciones con los materiales triásicos. A partir del contraste entre los afloramientos citados en la bibliografía y nuestros datos, y de las nuevas observaciones recogidas en amplios sectores, se han obtenido unas conclusiones que pretenden ser el reflejo de las observaciones de campo y del estudio de las cartografías realizadas.

### **Diapirismo, resedimentación y tectónica**

Son varios los autores que han intentado explicar la existencia de procesos diapíricos durante el Cretácico, y que este proceso ha sido el principal responsable de la existencia de materiales del Triásico, presumiblemente interstratificados en unidades del Cretácico.

Foucault (1966) es el primer autor que señala la aparición de un diapirismo de edad cretácica, que condiciona las variaciones de potencia y la existencia de altos fondos con karstificación en las series cretácicas de los alrededores de la S<sup>a</sup> de la Sagra (Huéscar). Estas afirmaciones se basan en la existencia de clastos de materiales triásicos (“cuarzos bipiramidados”, arcillas rojas y verdes) incluidos en margas de edad Turoniense. El mismo autor precisaría unos años más tarde que los primeros indicios de diapirismo que afectan a las series cretácicas son de edad Albiense (Foucault, 1975). También en la zona de Castril (Granada), Mondéjar (1970) señala la presencia de láminas del Triásico entre materiales cretácicos de edad Aptense, y en el área de Nerpio, García-Hernández et al. (1973) adoptan un modelo de diapirismo intracretácico para explicar la asociación de materiales del Triásico y del Cretácico, posteriormente deformados por el movimiento del frente subbético.

Por otra parte, Leclerq (1971) y Leclerq y Azema (1976) reconocen fenómenos similares a los descritos por Foucault (1966), en el área de Agost (Alicante). En este sector determinan la presencia de materiales triásicos resedimentados en el Albiense superior, así como la existencia de niveles conglomeráticos en el Cenomaniense y numerosas lagunas en el Turoniense y Senoniense inferior, ambas situaciones provocadas por movimientos verticales de los materiales triásicos.

En el sector central de la Cordillera Bética, Fontboté y García Dueñas (1968) citan materiales triásicos interstratificados en cretácicos, y Sanz de Galdeano (1973) señala la existencia de materiales triásicos interstratificados en rocas del Cretácico Superior, en los alrededores de la Peña de Martos (Jaén). En el sector occidental de la Cordillera Bética, Bourgois (1975) describe la presencia de materiales “neocomienses” en una brecha de elementos triásicos, involucrando fenómenos sedimentarios en su génesis.

Azema (1975) y Pina (1975) describen materiales del Triásico resedimentados en el Albiense en las cercanías de Alicante y en L'Alcoraya, respectivamente. También en la provincia de Alicante, Rodríguez Estrella (1977) describe materiales del Triásico interestratificados en el Albiense-Cenomaniense y en el Senoniense, en Catí y al sur de la Sierra del Maigmó, además de señalar la existencia de discordancias en el Senoniense producidas por diapirismo del Triásico. Granier (1987) también señala la existencia de procesos halocinéticos en el área entre Busot y Altea (Alicante) como los responsables de cambios paleogeográficos a partir del Aptiense terminal. Este autor destaca la aparición de superficies de emersión así como la existencia de anomalías en la sedimentación durante el Albiense, y describe la presencia de material triásico (en especial, jacintos de Compostela), incluidos en los sedimentos del Albiense inferior. Este hecho lo interpreta como un indicador directo de la edad en la que los materiales del Triásico llegan a extruir en superficie.

Los trabajos más recientes sobre este tema son los desarrollados por Nieto et al. (1992, 2001) en el sector central de la Cordillera Bética (provincia de Jaén). En el primero de ellos (Nieto et al., 1992) tratan de establecer una correlación entre los movimientos halocinéticos del Triásico y los materiales resedimentados (conglomerados monogénicos y poligénicos) existentes en el Cretácico inferior del Subbético de la provincia de Jaén. En el segundo de los trabajos (Nieto et al., 2001), señalan la existencia de cinco lagunas estratigráficas y cinco niveles de brechas poligénicas, condicionados por procesos de tectónica salina inducida por las evaporitas del Triásico. También destacan que en el último nivel de brechas poligénicas (Hauteriviense superior) aparecen materiales arcillosos de facies Keuper, interpretando que en esa edad se produce la salida de material triásico a la cuenca subbética.

Sin embargo, y a pesar de todos estos trabajos, la hipótesis de un diapirismo intracretácico no ha sido la única que se ha dado para explicar la relación existente entre el Triásico y el Cretácico. García Hernández et al. (1973), en el área de Nerpio, involucran también fenómenos de tectónica compresiva y gravitacional producidos entre unidades subbéticas y el autóctono prebético, basándose en el modelo propuesto por Foucault (1966). Estos autores interpretan que la existencia de un diapirismo precoz en las Unidades Intermedias, de posible edad Albiense, provocaría la individualización de los materiales del Triásico de su cobertera Jurásico-Neocomiense. Posteriormente, durante una etapa compresiva de edad Terciario (Mioceno inferior), los materiales del Cretácico (post-neocomienses) con el Triásico individualizado (Complejo Trías-Unidad Intermedia), constituirían un nivel plástico que sería deslizado hacia el norte, respecto al sustrato jurásico-neocomiense, y que se situaría por encima del Terciario autóctono de las unidades prebéticas. Van Veen (1969), en la zona de Caravaca de la Cruz, también llega a conclusiones similares.

Otros autores han preferido solamente involucrar fenómenos tectónicos, sin existencia de diapirismo intracretácico. En estudios realizados también en el frente Subbético, también en la zona de Caravaca de la Cruz, Baena (1972) define el Complejo Frontal como una unidad predominantemente tectónica que se sitúa entre el Jurásico del Subbético y el Mioceno inferior prebético y que se mantiene en todo el frente de cabalgamiento del Subbético. En el Complejo Frontal se distinguen materiales de procedencia mayoritariamente cretácicos, con algunos retazos de "margas abigarradas" del Triásico. En esta misma posición, en la zona de San Clemente-Huéscar, Roldán-García et al. (1994) caracterizan una unidad compuesta mayoritariamente por materiales del Cretácico (Albiense), mezclada con materiales del Triásico, en lo que denominan Unidad Tectónica. Por último, Baena y Jerez Mir (1982), argumentan una serie de hechos en favor de la no existencia de un diapirismo intracretácico, explicando la

asociación de materiales del Triásico con los del Cretácico (Aptiense-Albiense) mediante la caracterización de despegues mecánicos. En este sentido, parten de las ideas de Chauve (1968), quien considera que en el Subbético existen dos niveles principales de despegue: las capas margo-yesíferas del Triásico y las margas arcillosas del Aptiense-Cenomaniense inferior, y un tercer nivel de despegue menor situado en las capas margosas del Luteciense (Eoceno medio). Esta hipótesis explicaría la asociación de estos dos niveles de despegue, que en etapas de fuerte deformación llegarían a mezclarse debido a que las coberteras de ambos despegues (jurásico-neocomiense y cenomaniense-eoceno inf.) quedarían en posiciones retrasadas al comportarse de manera más rígida. Posteriormente estos bloques, fundamentalmente del Jurásico, se deslizarían sobre el sustrato plástico formado por los materiales del Triásico y del Albiense.

### **Descripción e interpretación de los afloramientos estudiados**

Se han visitado sistemáticamente todos los lugares que aparecen en la bibliografía donde se dan suficientes detalles de los afloramientos donde existen rocas del Cretácico con niveles interestratificados de materiales provenientes del Triásico. En estos lugares se han tratado de ver, objetivamente, las observaciones previas de los distintos autores y en los afloramientos donde ha sido posible disponer de suficientes datos, se ha intentado, o bien elaborar nuevas interpretaciones o bien corroborar las existentes.

Además, en este trabajo se han realizado nuevas observaciones referentes a la relación entre el Triásico y el Cretácico en los siguientes sectores: Pozo Alcón-Huesa (I), Nerpio-El Sabinar (IV), Calasparra (VII) y Cieza-Abarán (IX) (fig. 58). También se han estudiado los afloramientos situados en Almontarás (Castril) (A).

En el sector de Pozo Alcón-Huesa (zona oeste de Huesa) se han diferenciado en la cartografía materiales del Cretácico que aparecen en contacto con las masas de Triásico. Corresponden en su mayoría a margas grises y blancas, con margocalizas de colores claros, que en ocasiones presentan facies de capas rojas. Los materiales margosos se han datado y corresponden a sedimentos del Albiense medio y Albiense superior. Todos los contactos son tectónicos, pues se observan superficies de falla y materiales brechoides en los contactos. En la parte sur del área cartografiada (*mapa geológico* H) existe un afloramiento que podría plantear dudas, puesto que podría parecer una interestratificación de arcillas rojas y verdes entre la sucesión del Cretácico. Esta “intercalación”, cuando se observa de cerca, está limitada por superficies de fractura, por lo que corresponde a un contacto mecánico.

En el sector de Nerpio-El Sabinar, como se ha referido anteriormente se ha observado también la relación tectónica entre las masas de Triásico y de Cretácico, y parece clara su asociación con el movimiento del frente Subbético hacia el noroeste.

En el sector de Calasparra tampoco se han encontrado evidencias de materiales del Triásico interestratificados entre el Cretácico. En este sector la gran mayoría de los contactos de los materiales del Triásico se realizan también con materiales margosos y margocalizos del Albiense superior (Formación Represa). Estos contactos son en todos los casos tectónicos, y al igual que sucede en el sector de Nerpio-El Sabinar, se ha observado la existencia de materiales de ambas edades (Triásico y Albiense) en la base del frente del cabalgamiento del Subbético, representado por los materiales del Liásico de la Sierra de San Miguel (oeste de Calasparra) y del Almorchón (este del Embalse Alfonso XIII). En la zona este del Embalse de Alfonso XIII, al sur del Almorchón, se



observa también una gran extensión de materiales del Albiense y del Cretácico Superior, desenraizados de su basamento Neocomiense, involucrados en los movimientos del Triásico hacia el noreste, sobre el Mioceno superior del Carcabo (*mapa geológico B*).

Por último, en el sector de Cieza-Abarán también se han localizado los materiales margosos y margocalizos albienses de la Fm. Represa. En este sector, al igual que en los anteriores, se observa la existencia de lentes de material triásico incluidas dentro de las margas albienses. En detalle, corresponden a masas mezcladas tectónicamente debido al funcionamiento anastomosado de la zona de falla de Socovos-Calasparra, en su extensión oriental hasta la zona de la Rambla del Moro (Abarán) (*mapa geológico D*).

Este estudio sobre las relaciones del Triásico y del Cretácico se ha completado con el estudio de un sector situado en las cercanías de Almontarás, al sur de Castril (Granada) (fig. 58). En esta zona afloran materiales del Complejo de Yesos, materiales margosos del Aptiense-Albiense, y margas y margocalizas en facies de capas rojas, del Cretácico Superior (Senoniense) (García Mondéjar, 1970). Se ha estudiado en detalle la relación entre todos estos materiales, y también se ha visto la existencia de contactos tectónicos que limitan el Complejo de Yesos de los materiales cretácicos (fig. corte geológico). En algunos casos se han observado planos de falla, con diversos juegos de estrías, pero con una componente predominante de salto en dirección. Respecto a estas observaciones, García Mondejar (1970) también describe la existencia de una banda de material triásico interestratificada en los materiales del Aptiense-Albiense, y señala que es muy difícil admitir una resedimentación intracretácica debido a los movimientos tectónicos asociados al frente del subbético.

Como conclusión, tras la revisión de los sectores donde previamente se habían descrito interestratificaciones de materiales del Triásico entre los del Cretácico, y con el estudio de nuevos afloramientos, se puede decir que los fenómenos tectónicos dominan ampliamente en la relación entre el Triásico y el Cretácico en todos los sectores estudiados. Por el momento, no se han encontrado masas de elementos triásicos o conglomerados que incorporen clastos de naturaleza triásica, claramente interestratificados entre materiales del Cretácico. Este hecho no significa que no existiera un diapirismo intracretácico, pues parece probada la existencia de movimientos ejercidos por una tectónica salina, provocada por materiales del Triásico (p. ej. Granier, 1989; Nieto et al., 2001). Sin embargo, después de las observaciones realizadas, es difícil admitir la existencia de una salida generalizada de material del Triásico en la cuenca cretácica, como muchos autores han propuesto (p. ej. Cruz San Julián, 1974). De haber existido grandes extrusiones de materiales del Triásico, quedarían pruebas claras de su interestratificación, a pesar de los movimientos orogénicos posteriores, como se observa en otras cuencas del Cretácico y como es el caso de la región de Túnez-Algeria.

### ***La controversia diapirismo - "glaciar de sal" en el Cretácico de la región de Túnez y Algeria***

En la región algero-tunecina (Atlas) se ha descrito la existencia de un diapirismo de rocas del Triásico, desarrollado a partir del Albiense (p. ej. Perthuisot et al., 1987). En esta zona, la mayoría de los autores han defendido la hipótesis de que las grandes masas de rocas evaporíticas del Triásico que afloran en superficie, corresponden a diapiros que comenzaron su estructuración durante el Albiense, pero que han sido posteriormente deformados en las etapas compresivas de deformación alpina del

Mioceno (Perthuisot et al., 1999, Hatira et al., 2000). Otros autores, sin embargo, para los mismos afloramientos han interpretado que las masas de materiales del Triásico son “glaciares de sal” que están interestratificados entre los materiales del Albiense (Vila et al., 1996a, 1996b). Estos últimos trabajos han generado una interesante discusión científica, con gran cantidad de réplicas y nuevos trabajos en favor de una u otra hipótesis (Perthuisot et al., 1998; Rouvier et al., 1998; Vila et al., 1999; Chikhaoui et al., 2001). En los últimos años, la inclusión de estudios de geofísica, en especial, de estudios gravimétricos, ha demostrado que las grandes masas de materiales del Triásico de esta región presentan perfiles gravimétricos con una gran anomalía negativa, debida a la existencia de sales en su núcleo (Chikaoui, 2002; Chikaoui et al., 2002; Jaloulli et al., 2005). Por tanto, parece ser que los estudios gravimétricos, conjuntamente con estudios de campo, datos de sondeos y análisis paleomagnéticos, demuestran que los materiales del Triásico de la región algero-tunecina son diapiros con una larga historia geológica polifásica, que actualmente muestran la deformación de los procesos compresivos alpinos.

Este es un caso en que se ilustra muy bien la discusión entre la existencia de masas de material del Triásico redepositadas como glaciares de sal durante el Cretácico o la aparición de diapiros. En nuestra región de estudio, creemos que la gran deformación alpina que observamos actualmente, ha llegado a modificar y a enmascarar por completo cualquier proceso original, obliterando la mayor parte de las estructuras previas a la etapa orogénica.

### **Relación entre las rocas del triásico y del terciario**

Durante el estudio del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética, y al igual que sucede con el Cretácico, se ha visto que gran parte de los materiales del Triásico presentan estrechas relaciones con materiales del Terciario, en particular con los del Mioceno. El estudio detallado de estas relaciones ha sido uno de los principales objetivos en los estudios de campo y en la elaboración de los mapas geológicos, por considerarse de alto interés para entender la evolución geodinámica alpina de la Cordillera Bética durante el Mioceno, y para comprender el papel que han desempeñado los materiales del Triásico en la estructuración de las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

Seguidamente se hace un breve resumen de la evolución geodinámica del Paleomargen Sudibérico, para ubicar el contexto en el cual tienen lugar las deformaciones de los materiales del Triásico, y también se hace una breve reseña sobre los materiales de la Unidad Olistostrómica del Guadalquivir, que tienen una gran importancia para conocer la situación de los materiales del Triásico en el Mioceno.

### **Evolución geodinámica del Paleomargen Sudibérico**

A partir del Mioceno inferior tienen lugar los primeros indicios de la colisión del Dominio de Alborán con los materiales depositados en el Paleomargen Sudibérico (“*Paroxismo Burdigaliense*”, Hermes, 1985). La deriva hacia el oeste del Dominio de Alborán, hasta el inicio del Mioceno superior (Tortonense), tuvo como consecuencia un empuje de los sedimentos depositados en el Paleomargen Sudibérico hacia el noroeste. En este desplazamiento se produjo la superposición de unas unidades sobre otras, como mantos de cabalgamiento. El principal nivel de despegue lo constituyeron las evaporitas

del Triásico (Maldonado et al., 1992; Vera, 2001), en concreto las situadas en las unidades K1, K4-K5 y Zona de Anhidrita (Pérez López y Sanz de Galdeano, 1994) y muy probablemente las situadas por debajo de los carbonatos del Muschelkalk. Estudios recientes demuestran, además de los fenómenos compresivos, la existencia de una importante tectónica extensional de edad Mioceno medio, coetánea a la formación de los relieves de la Cordillera Bética. Esta tectónica extensional tiene su expresión más significativa en las unidades que componen las Zonas Internas, originalmente situadas en el Dominio de Alborán (García Dueñas et al., 1992; Crespo Blanc et al., 1994). Al mismo tiempo, es importante señalar la existencia de movimientos gravitacionales de unidades, que han dado lugar a numerosos depósitos de tipo olistostrómico (p. ej. Hoedemacker, 1973; Roldán García, 1995), que se producen por el redeposito de parte de los materiales que se están estructurando en cuencas todavía con sustrato móvil de tipo *piggy-back*. Posteriormente los materiales del Mioceno superior (Tortonense), sellan los contactos tectónicos más importantes entre unidades, y se desarrolla en toda la Cordillera Bética una tectónica compresiva y extensiva que provoca el levantamiento o hundimiento de distintas regiones, determinando la configuración actual de la Cordillera Bética (Sanz de Galdeano, 1990; Galindo-Zaldívar et al., 1999).

### **La Unidad Olistostrómica del Guadalquivir**

En el Paleomargen Sudibérico, la superposición tectónica de unidades que daría lugar a las Zonas Externas de la Cordillera Bética, facilita la creación de una cuenca de antepaís subsidente (Cuenca del Guadalquivir), situada en el frente de deformación con un borde activo capaz de albergar sedimentos de las unidades que se están estructurando (Subbético). La rápida erosión de estas unidades provoca que su sedimentación se realice en forma de depósitos gravitatorios, que presentan un marcado carácter olistostrómico. En este contexto, se define la “Unidad Olistostrómica” en la Cuenca del Guadalquivir (Perconig, 1960-62) como una unidad tectosedimentaria en la que dominan los procesos sedimentarios y de deslizamiento en masa de los materiales que se sitúan en el frente activo de la cadena (materiales Subbéticos). Esta Unidad Olistostrómica está compuesta en su gran mayoría por materiales del Triásico, con menor proporción de elementos cretácicos y terciarios (Roldán García y García Cortés, 1988; Roldán García, 1995). También se desarrollan procesos sedimentarios como *debris flow* o *mud flow*, e incluso fenómenos de *slumping*. García Cortés et al. (1991) extienden a las provincias de Jaén, Granada, Almería, Murcia y Alicante, la Unidad Olistostrómica del Guadalquivir, donde la mayoría de afloramientos de rocas del Triásico (a excepción de los afloramientos del Triásico de Cehegín) los incluyen dentro de la Unidad Olistostrómica en función de dataciones, de su posición estratigráfica respecto a los materiales del Mioceno y de características sedimentarias observadas en los materiales brechoides de facies Keuper.

### **Descripción e interpretación de los afloramientos estudiados**

A partir del estudio en detalle de los afloramientos del Triásico que se ha realizado en este trabajo en el sector oriental de la Cordillera Bética, se ha observado que en muchos casos han sido más importantes los fenómenos diapíricos y tectónicos que han afectado a las rocas del Triásico que los procesos de resedimentación o redeposito que darían lugar a la Unidad Olistostrómica. El estudio cartográfico y de las

facies del Complejo de Yesos, que constituye la mayoría de los afloramientos del Triásico, ha permitido la caracterización de distintas facies que están relacionadas, en unos casos con fenómenos de tectónica salina (halocinesis) y en otros casos, con fenómenos tectónicos, desarrollados fundamentalmente en zonas de falla de salto en dirección. Además, en menor medida, existen depósitos sedimentarios a partir de extrusiones diapíricas.

Los sectores donde se han estudiado las relaciones entre el Triásico y el Terciario han sido: Pozo Alcón-Huesa (I), Zarcilla de Ramos-Topares (V), Calasparra (VII) y Cieza-Abarán (IX) (fig. 58).

En el sector de Pozo Alcón-Huesa son muy abundantes las rocas del Terciario en relación con el Complejo de Yesos, fundamentalmente a lo largo del Río Guadiana Menor. En las dos cartografías realizadas en la zona de Ceal y de Huesa (*mapas geológicos* G y H), se observa la amplia distribución de las rocas del Terciario. En la zona sur de Ceal (*mapa geológico* G) se ha localizado un amplio afloramiento de margas blancas con niveles de turbiditas que corresponde al Eoceno superior. Este afloramiento está limitado de los materiales del Complejo de Yesos por contactos tectónicos, desarrollándose cataclasitas y milonitas en los yesos y arcillas del Complejo de Yesos. En el caso del contacto superior se han obtenido criterios cinemáticos en las cercanías del contacto que indican la superposición mediante un cabalgamiento hacia el oeste del Complejo de Yesos sobre las margas del Eoceno superior. También existen distintos afloramientos de calcarenitas bioclásticas y conglomerados, de edad Tortoniense superior que se muestran muy tectonizados, en posiciones siempre subverticales entre el Complejo de Yesos. Los primeros materiales que se muestran discordantes sobre el Complejo de Yesos son unas margas arenosas, con microfauna de edad Tortoniense inferior, aunque estos mismos materiales también se encuentran invertidos y cabalgados en el sector suroeste del afloramiento (*mapa geológico* G). Por último, se encuentran materiales de edad Messiniense-Plioceno, continentales, en el extremo noreste del afloramiento *mapa geológico* G, que no se encuentran afectados por los movimientos del Complejo de Yesos, aunque estos mismos materiales están basculados y cabalgados en el área de Pozo Alcón (*mapa geológico* F)

En el sector de Zarcilla de Ramos-Topares, se ha estudiado un afloramiento situado en la zona de Calar de Mancheño, dentro de la amplia extensión de este sector. Este afloramiento está situado en el límite norte de los afloramientos de rocas del Triásico del sector de Zarcilla de Ramos-Topares, donde aparecen gran cantidad de materiales del Mioceno inferior y medio. En este sector se encuentra una intercalación de material del Triásico (Complejo de Yesos) entre margas blancas de edad Burdigaliense superior que podría interpretarse como un redepósito de material del Triásico en el Burdigaliense. Sin embargo, en los contactos se observan brechas de falla, con desarrollo de foliaciones cataclásticas que indican que la banda de rocas triásicas está afectada por fallas de movimiento dextroso.

En el sector de Calasparra aparecen diversos materiales del Terciario involucrados en la estructuración del afloramiento de rocas del Triásico que aflora desde Calasparra hasta el Embalse del Carcabo. Por una parte destaca la presencia de rocas del Paleógeno, fundamentalmente calizas con nummulites del Eoceno, que afloran en una estrecha banda situada al norte de las rocas del Triásico, en el límite con las unidades del Prebético (*mapas geológicos* A y B). Por otro lado, también afloran rocas del Mioceno. Se ha identificado una formación de calcarenitas y conglomerados, de edad Serravaliense, que se sitúa discordante sobre las calizas y dolomías del Prebético de la Sierra del Molino. Esta formación contiene un gran número de clastos de origen triásico (lutitas verdes y rocas, dolomías oscuras, ofitas, etc.). También se ha distinguido otra

unidad de calcarenitas y margas blancas que corresponde a sedimentos de edad Tortoniense superior-Messiniense. Esta unidad solamente se ha encontrado discordante sobre los materiales del Triásico en el sector oeste del Sector de Calasparra (*mapa geológico A*) y al sur del Almorchón (*mapa geológico B*), mientras que en la mayoría de los contactos con rocas del Triásico se encuentra cabalgada por los materiales del Triásico, y muy verticalizada.

Por último, en el sector de Cieza-Abarán (*mapa geológico D*), los materiales del Terciario que aparecen relacionados con el Triásico son muy similares a los que afloran en Calasparra. Afloran calizas con nummulites del Eoceno, formando una estrecha banda que queda limitada del Triásico y del Cretácico por fallas de salto en dirección dextrosas. En cuanto a los materiales del Mioceno, aparece una unidad de margas arenosas, con niveles de conglomerados, de edad Langhiense inferior que aparentemente se encuentra intercalada entre materiales del Complejo de Yesos (Pérez Valera y Pérez López, 2003). Los materiales del Mioceno superior afloran en el sector norte (Cuenca de Cieza), limitados por un contacto mecánico con las rocas del Triásico, aunque en algunos sectores se encuentran verticalizados o invertidos, discordantes sobre las rocas del Triásico.

Como se puede ver, las relaciones que existen entre materiales del Triásico y del Terciario, en la zona oriental de la Cordillera Bética, corresponden a relaciones tectónicas o discordantes, y pueden considerarse menores los hallazgos de masas de material del Triásico interestratificadas en rocas del Terciario. El único sector donde se puede interpretar la existencia de un redepósito claro de los materiales del Triásico es en el sector de Cieza-Abarán, concretamente en la zona de la Rambla del Moro (Pérez Valera y Pérez López, 2003). En esta zona se observa una unidad compuesta en su gran mayoría de material triásico con facies brechoides y bloques de dolomías, yesos y ofitas (megabrecha del Complejo de Yesos), que se superpone sobre unas margas arenosas de edad Langhiense inferior, y que a su vez, contiene clastos redondeados de formaciones sedimentarias del Terciario, en concreto, cantos de calizas con nummulites del Eoceno. Además, se pueden observar estratificaciones y en algunas ocasiones glaucoclasificación, lo que indicaría que se trata de depósitos sedimentarios alimentados mayoritariamente por materiales del Triásico ligados a la extrusión de un diapiro que se produce en zonas próximas.

## **Tectónica y diapirismo**

Como conclusión de este capítulo de Tectónica, se realizan algunas consideraciones sobre los procesos tectónicos que se han observado en las áreas estudiadas. En primer lugar se tratará el diapirismo que afecta a las rocas del Triásico, en la medida en la que se han observado distintas características que permiten interpretar fenómenos diapíricos en algunos sectores, con la aportación de nuevos datos a los ya existentes. También, en este apartado se tratará la relación que existe entre los procesos diapíricos y los fenómenos de redepósito de materiales del Triásico influenciados precisamente por las extrusiones diapíricas. En segundo lugar, se tratará la deformación de las rocas del Triásico en zonas de falla de salto en dirección, puesto que dos de los sectores más estudiados desde el punto de vista tectónico se sitúan en zonas donde existen importantes zonas de fallas que han funcionado con una importante componente en dirección: 1) Sector de Calasparra, asociado a la Falla de Socovos-Calasparra, y 2) Sector de Huesa-Pozo Alcón, asociado a la Falla de Tíscar.

Por último, es importante señalar que ambos procesos: diapirismo y deformación en zonas de falla, se encuentran íntimamente ligados, de manera que el resultado actual es la combinación de ambos mecanismos. En primer lugar existe un diapirismo de rocas del Triásico que pudo ser muy precoz, comenzando desde el Jurásico Inferior, y que se produce a la misma vez que se reactivan las fracturas de basamento. Posteriormente, la tectónica compresiva del Mioceno inferior y medio deforma las estructuras diapíricas desarrollándose estructuras tectónicas en los materiales que previamente han sido deformados por halocinesis. Este hecho puede significar que actualmente solo se observen las estructuras debidas a la última deformación, que normalmente se produce en zonas de fallas de salto en dirección y en niveles de despegue, pudiéndose haber obliterado los procesos diapíricos originales.

### ***Diapirismo de las rocas del Triásico***

Los procesos diapíricos que han afectado a las rocas del Triásico han sido perfectamente identificados y descritos en el Prebético oriental, desde Jumilla (Murcia) hasta Altea (Alicante) (p. ej., Rodríguez Estrella, 1983; Mancheño y Rodríguez Estrella, 1985; Roca et al., 1996, etc.). Sin embargo, hacia zonas más deformadas de la Cordillera Bética, estos procesos diapíricos no se han descrito tan frecuentemente, a pesar de las grandes extensiones de rocas yesíferas y salinas que existen en los afloramientos del Triásico. La razón es que precisamente las estructuras diapíricas que tan bien se han preservado en el Prebético, a partir del frente de las unidades subbéticas se encuentran muy deformadas por los movimientos tectónicos del Subbético, a su vez empujados por el Dominio de Alborán.

Han sido varias las características que ponen de manifiesto la existencia de procesos diapíricos en el Triásico Sudibérico, en áreas donde no habían sido descritos:

1.- Existencia de sales en el subsuelo, que dan lugar a manantiales salinos y que son las responsables de los movimientos halocinéticos de las rocas asociadas a las masas salinas. Los sectores donde se han reconocido sales son: sector de Calasparra, sector de Cieza-Abarán, Sector de Huesa-Pozo Alcón.

2.- Reconocimiento de yesos brechoides rojos que corresponden a brechas de disolución de cloruros y que muestran distintas características que indican movimientos en condiciones dúctiles provocados por el ascenso de las sales. Facies de yesos brechoides rojos se han reconocido en los diapiros de La Rosa y Jumilla (Murcia), Cancarix, Las Minas y El Cenajo (Albacete), entre otros, mientras que facies similares se han descrito también en el Triásico de Antequera-Archidona (Calaforra y Pulido-Bosch, 1999).

3.- En el estudio de las relaciones con los materiales del Cretácico y Terciario, en muchas ocasiones se observan desplazamientos de las sucesiones estratigráficas de estos últimos materiales hasta posiciones muy verticales o invertidas, como consecuencia de movimientos verticales del Triásico. En algunas ocasiones se encuentran afectados hasta los materiales del Plioceno y del Cuaternario. Estos movimientos diapíricos han producido una inestabilidad del fondo de la cuenca, generándose olistolitos que se depositan en las cuencas adyacentes al relieve formado por el diapiro, y que han sido reconocidos en el área de la Rambla del Moro (sector de Cieza-Abarán). Dispositivos similares se han descrito en el Prebético Oriental (Martínez del Olmo et al. 1985).

4.- Alineación de rocas del Triásico con zonas de falla importantes, que han funcionado como fallas paleogeográficas y que han posibilitado la acción diapírica de

los materiales del Triásico, al menos desde el Cretácico. Se han reconocido en el sector de Calasparra y en el sector de Huesa-Pozo Alcón, asociadas a las zonas de Falla de Socovos- Calasparra y de Tíscar, respectivamente. La asociación de diapirismo con fallas de zócalo, profundas, ha sido descrita en diversos sectores del Prebético (Rondeel y van der Gaag, 1986), Subbético (Nieto et al., 1992, 2001), en el sector valenciano (Ortí, 1981), y fuera de España, en la zona algero-tunecina (Amor, 1999; Perthuisot et al., 1999).

### ***Las zonas de falla de salto en dirección***

Las fallas de salto en dirección, también conocidas como fallas de desgarre (*strike-slip faults*), son aquéllas que acomodan los desplazamientos horizontales dentro de la corteza. Normalmente tienen un fuerte buzamiento, y la dirección del movimiento suele ser paralelo a la dirección de desgarre (p. ej. Biddle y Christie-Blick, 1985; Twiss y Moores, 1992). La dinámica que se produce en una zona de falla de desgarre se suele expresar mediante la orientación del elipsoide de deformación, donde se pueden ver cuales son las direcciones de extensión y compresión dentro de las zonas de desgarre (Reading, 1980; Park, 1988). Sin embargo, en la mayoría de las zonas de salto en dirección, existe una componente añadida de acortamiento o de extensión, denominándose a estas situaciones de *transpresión* o *transtensión*, respectivamente (Woodcock y Schubert, 1994).

En la Cordillera Bética, el papel que han jugado las fallas de salto en dirección en la estructuración de las Zonas Externas ha sido desigualmente entendido por los diferentes autores, aunque en general se admite que existe una deformación importante ligada a las zonas de desgarre (Sanz de Galdeano, 1983; van der Fliert et al., 1980; de Smet, 1984; de Ruig et al., 1987; Martín Velázquez, 1996; Martín Velázquez et al., 1998; Sanz de Galdeano, 2003), aunque los estudios han estado focalizados en la estructuración del arco prebético y en el funcionamiento de la falla de Crevillente.

Durante la cartografía de las áreas donde afloran los materiales del Triásico, se ha observado la existencia de fallas con una marcada componente de salto en dirección, fundamentalmente en los sectores de Calasparra, Cieza-Abarán y Huesa-Pozo Alcón. En estos sectores la estructura de los materiales Triásicos, y Post-triásicos está controlada por la zonas de desgarre de Socovos-Calasparra y de Tíscar.

En los sectores de Calasparra y Cieza-Abarán los materiales del Triásico afloran justamente en la traza de la falla. La falla de Socovos-Calasparra fué definida por Jerez Mir (1973), quien observa cambios muy acusados de facies a un lado y a otro de la falla, atribuyéndole un carácter paleogeográfico y un sentido dextroso. En los materiales triásicos cartografiados en estos dos sectores, representados en los mapas geológicos A, B, C y D, se ha observado que la orientación de las estructuras tectónicas (fallas normales, pliegues y cabalgamientos y fallas Riedel) responden a los modelos teóricos de una zona de desgarre dextrosa, con zonas en las cuales dominan situaciones transpresivas (zona de La Herrada), con zonas donde se localizan cuencas en situaciones transpresivas (Cuenca de Abarán, van der Straaten, 1993; cuenca de Calasparra).

En el sector de Huesa-Pozo Alcón, las áreas cartografiadas se sitúan en la zona de Falla de Tíscar (Foucault, 1971) y se representan en los mapas geológicos F, G y H. De estas tres áreas la que mejor representa la estructura del Triásico es el área de Pozo Alcón (*mapa geológico F*). Las estructuras que se han observado también responden a la deformación producida por la zona de falla de Tíscar, y se observan sobre todo pliegues de dirección E-W, con vergencia hacia el norte, que están cortados por

---

sistemas de falla de salto en dirección paralelos a la falla de Tíscar. El estudio cinemático efectuado en los planos más importantes de falla evidencian además fases de extensión en dirección NE-SW, previas a una última etapa de movimiento de salto en dirección.





**A:** Yesos replegados como resultado de los esfuerzos de compresión y movimientos halocinéticos (Rambla del Moro, Cieza). **B:** Brecha tectónica que se forma por movimientos diferenciales entre los yeos y las arcillas en una zona de falla (Rambla del Moro, Cieza). **C:** Flanco de un antiforme donde se desarrollan yesos brechoides debido a la plasticidad de los materiales (Huesa). **D:** Detalle de una pequeña charnela de yesos y arcillas que evidencian las deformaciones debidas a una intensa tectónica ligada a la zona de falla de Tíscar (Huesa)



## VII. CONCLUSIONES

### I. ESTRATIGRAFÍA

#### 1. BUNTSANDSTEIN

- 1.1 Las facies Buntsandstein aparecen en los afloramientos más cercanos al borde de la Meseta. En este trabajo se han reconocido por primera vez, con certeza, materiales de facies Buntsandstein en sectores más meridionales de la Cordillera (Calasparra, Murcia). Estas facies son fundamentalmente de arcillas con algunas intercalaciones de yesos hacia los tramos inferiores. Para caracterizar estas facies Buntsandstein se ha definido formalmente la **Formación de Arcillas y Areniscas rojas de Arroyo Molinos**.
- 1.2 Los afloramientos cercanos al borde de la Meseta corresponden a los sedimentos depositados en las zonas más proximales del Paleomargen Sudibérico. Las facies de estos afloramientos, incluidos los de Huesa y Pozo Alcón, son de naturaleza siliciclástica. Sin embargo, las facies que presentan los afloramientos más alejados de la Meseta, los que se depositaron en las zonas más distales del Paleomargen Sudibérico, son evaporíticas, pues se interpreta que corresponden a los yesos que afloran por debajo de los carbonatos de facies Muschelkalk.
- 1.3 En las zonas más meridionales de las Zonas Externas, como es el sector de Cehegín, afloran grandes masas de yesos que se podrían atribuir a las facies Röt del Buntsandstein, que desplazan y verticalizan los carbonatos del Muschelkalk. Estos desplazamientos importantes en la vertical podrían estar asociados a depósitos de halita en el subsuelo, como lo reflejan los manantiales salinos.

#### 2. MUSCHELKALK

- 2.1 Se han definido formalmente dos unidades litoestratigráficas que caracterizan los carbonatos del Triásico Sudibérico. Para los dominios más proximales al Paleomargen Sudibérico se define la **Formación Siles**, mientras que para los dominios más distales la **Formación Cehegín**.
- 2.2 La Formación Siles se caracteriza por tener una potencia media de 30 metros, donde destacan las facies margosas y las calizas bioclásticas bioturbadas.
- 2.3 La Formación Cehegín tiene una potencia superior a los 100 metros, mayor que la Formación Siles, y está caracterizada por la presencia de potentes bancos de calizas masivas, además de presentar niveles más margosos y bioclásticos.
- 2.4 La Formación Siles y la Formación Cehegín se dividen en dos miembros litológicos: *miembro inferior* y *miembro superior*. El miembro inferior está caracterizado por el dominio de facies depositadas en un contexto de rampa homoclinal durante un cortejo transgresivo. El miembro superior representa la progradación de los sistemas costeros sobre una plataforma somera de baja energía, que se desarrolla durante el cortejo de alto nivel de mar.

- 2.5 Todos los sedimentos carbonáticos se depositaron en el contexto de una plataforma epicontinental, donde las plataformas marinas desarrolladas eran someras pero abiertas, donde predominan los depósitos de baja energía. Esta baja energía se debía a la irregularidad de la paleogeografía.
- 2.6 Las asociaciones de fósiles encontradas en la Formación Siles y en la Formación Cehegín son equivalentes, y permiten la datación de los carbonatos de facies Muschelkalk del Triásico Sudibérico como del Ladiniense.
- 2.7 De acuerdo con la estratigrafía y la edad de los carbonatos, el Triásico Sudibérico es correlacionable, según los tipos paleogeográficos definidos para la Península, con el Triásico Ibérico.

### 3. KEUPER

- 3.1 Se han identificado las cuatro unidades litoestratigráficas pertenecientes al **Grupo Keuper de Jaén** (K1, K2, K3 y K4-K5) tanto en los sectores proximales como distales del Paleomargen Sudibérico.
- 3.2 En el sector más proximal al Paleomargen Sudibérico, los materiales del Grupo Keuper de Jaén tienen una menor potencia, un mayor desarrollo de facies areniscosas y un predominio del color rojo, además no presentan importantes tramos de evaporitas, sobre todo, en sus tramos superiores.
- 3.3 En las áreas más distales del Paleomargen Sudibérico, los materiales del Grupo Keuper de Jaén muestran una potencia mucho mayor, un color más abigarrado con colores más ocres, y existen abundantes intercalaciones de niveles evaporíticos y carbonatados entre las facies arcillosas.

### 4. CARBONATOS DEL TRIÁSICO SUPERIOR

- 4.1 Se han identificado en el sector oriental de la Cordillera los carbonatos del Noriense, que son atribuidos a la **Formación Zamoranos**.
- 4.2 En el sector de Huesa-Pozo Alcón se ha reconocido un afloramiento de la Formación Zamoranos que aparece en continuidad estratigráfica con los materiales del Grupo Keuper de Jaén y del Jurásico, no encontrándose materiales evaporíticos entre la Formación Zamoranos y el Jurásico.
- 4.3 La continuidad de los carbonatos de la Fm. Zamoranos con las dolomías del Jurásico, hacen pensar que los cuerpos evaporíticos, que aparecen a veces encima de esta formación, son muy discontinuos y su potencia puede variar lateralmente.

### 5. BIOESTRATIGRAFÍA

- 5.1 El hallazgo de algunos ammonoideos han hecho posible una datación más precisa para los carbonatos de facies Muschelkalk, como Ladiniense. Las asociaciones encontradas de foraminíferos y de conodontos, en toda la sucesión estratigráfica de estos carbonatos, es bastante semejante en el tiempo y en el espacio. Solamente hay algunas variaciones de un miembro a otro de la Fm. Cehegín.

- 5.2 El estudio comparativo de todos los grupos de fósiles que aparecen en estos carbonatos hace pensar que la distribución de los conodontos, bivalvos y foraminíferos se extienden casi a lo largo de toda la sucesión y su distribución en el tiempo es bastante amplia. Solamente cabe esperar una precisión de sus límites en la medida en que se encuentren más ammonoideos.

## II. TECTÓNICA

1. En la estructuración de los materiales del Triásico Sudibérico se han interpretado tanto mecanismos tectónicos como diapíricos. En la mayoría de los casos estos mecanismos guardan una estrecha relación, y con frecuencia los movimientos tectónicos han deformado las posibles estructuras diapíricas.
2. Estos mecanismos son patentes en los grandes afloramientos de materiales triásicos, que están relacionados con zonas de falla importantes, de carácter regional. En todos los casos con una componente de salto en dirección importante.
3. Junto con los materiales que presentan facies tectónicas y halocinéticas se han reconocido materiales redepositados durante el Mioceno, formados por rocas comprendidas entre el Triásico y el Mioceno.
4. En los afloramientos, además de identificar sucesiones estratigráficas del Triásico, se pueden reconocer arcillas y yesos del Triásico muy deformados (yesos brechoides), yesos y arcillas que constituyen una brecha tectónica o halocinética y brechas sedimentarias con elementos de diferente naturaleza, principalmente procedente de las facies triásicas. Estas últimas son las que en alguna ocasión se han podido datar con una edad del Langhiense.
5. En muchas ocasiones, ha sido imposible diferenciar las brechas tectono-halocinéticas de las brechas sedimentarias, cuando no aparecía ningún elemento del Mioceno. Esto ha justificado el definir una facies general denominada Megabrecha con matriz arcillo-yesífera. Al mismo tiempo, como esta Megabrecha era frecuentemente, incluso, imposible de separar de los yesos del Triásico muy deformados, se ha definido el **Complejo de Yesos de Huesa** para referirse a todas estas facies en su conjunto.
6. Es importante destacar que en la mayor parte de los afloramientos del Triásico, que se han interpretado como olistostrómicos en el sector oriental de la Cordillera, han intervenido procesos tectónicos, e incluso diapíricos. En estos afloramientos, aunque hay redepósitos, como se observa en Cieza, muchos de los materiales corresponden a las facies tectónicas o halocinéticas.



**REFERENCIAS**

- Aigner, T. (1985): Storm depositional systems. In: *Lecture notes in Earth Sciences* 3. Springer Verlag, 174 p.
- Alastrue, E. (1943): Sobre el Triás de la Zona Subbética en la transversal de Jaén. *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat.*, 41: 567-574.
- Amor, H. (1999): Halokinesis and structural evolution of the major features in eastern and southern Tunisian Atlas Tectonophysics, 306: 79-95.
- Arnal, I., Calvet, F., Márquez, L., Márquez-Aliaga, A. y Solé de Porta, N. (2002): La plataforma carbonatada (Formaciones Imón e Isábena) del Triásico superior del Noroeste de la Península Ibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 37: 299-328.
- Azañón, J.M., Galindo-Zaldívar, J., García-Dueñas, V. y Jabaloy, A. (2002): Alpine tectonics II: Betic Cordillera and Balearic Islands. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.), Geol. Soc. (London), 401-416.
- Azema, J. (1975): Le Prebétique et le sub-Bétique de Cieza a Alicante. "Trab. De Cong. Y Reun.", Ser. 7, núm. 1, Em. N. Adaro, p. 219-231.
- Baena, J. (1972): *Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja n° 910 (Caravaca)*. IGME, Madrid.
- Baena, J. & Jerez Mir, L. (1982). Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s.str). IGME. Colección informe, 256 p.
- Banks, C.J. y Warburton, J. (1991): Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics*, 191: 275-289.
- Benjamini, C. (1988): Triassic Foraminifera from Makhtest, central Neguev, Southern Israel. *Revue de Paleobiologie*, vol. Spec. 2, Benthos '86: 129-144.
- Berástegui, X., Banks, C.J., Puig, C., Taberner, C., Waltham, D. y Fernández, M. (1998): Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir Basin, Spain. En: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (A. Mascle, C. Puigdefábregas, H.P. Luterbacher y M. Fernández, Eds.), Geol. Soc. (London), Sp. Publ., 134: 49-68.
- Bertling, (1999): Taphonomy of trace fossils at omission surfaces (Middle Triassic, East Germany). In: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 149: 27-40.
- Bertrand, M. y kilian, W. (1889): Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Malaga. In *Mission d'Andalousie*. In *Mem. Ac. Sc.*, 30 : 377-379.
- Besems, R.E. (1981): Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 1. Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcaraz Region (Southeastern Spain) and correlation with palynological assemblages from the Iberian Peninsula. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 32: 257-273.
- Besems, R.E. (1982): Aspects of Middle and Late Triassic palynology. 4. Palynological information from the Triassic of the external Zone of the Betic Cordilleras in the prov. of Jaén, southern Spain. *Proc. Kon. Nederl. Akad. Wet.*, B85: 1-27.

- Besems, R.E. (1983): Aspects of Middle and Late Triassic palynology; 3. Palynology of the Hornos-Siles Formation (Prebetic Zone, Province of Jaen, southern Spain), with additional information on the macro-and microfaunas. *Schriftenreihe Erdw. Kommis.*, 5: 37-56.
- Besems, R.E. and Simon, O.J. (1982): Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 5. On the Triassic of the Subbetic Zone in the Province of Murcia (Betic Cordilleras, Southeastern Spain). *Palaeontology*, 85, 29-51. ZE-2
- Biddle, K.T. y Christie-Blick, N. (1985): Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. *S. of Ec. Pal. And Min. Special Publication*, 37: 375-386.
- Blumenthal, M. (1927): Versuch einer tektonischen gliederung der betischen cordilleren von Central, und Sud-West Andalusien. En: *Ed. Geol. Helv.*, 20: 487-592.
- Blumenthal, M. (1930): Beiträge zur Geologie der betischen Kordilleren beiderseits des rio Guadalhorce. *Ecl. Helv.*, 23: 41-293.
- Boogaard, M. van den (1966): Post-Carboniferous conodonts from southeastern Spain. *Koninkl. Nederl. Akademie Van Wetenschappen, sér. B*, 69, 5, 1-8.
- Boogaard van den, M. y Simon O. J. (1973): *Pseudofurnishius* (Conodonta) in the Triassic of the Betic Cordilleras, SE Spain. *Scripta Geologica*, 16: 1-18.
- Bottjer, D.J., Droser, M.L. & Jabalonski, D. (1988): Palaeoenvironmental trends in the history of trace fossils. *Nature*, 333:252-255.
- Bourgeois, J. (1975): Présence de breches d'origine sedimentaire a éléments de Cretacé au sein du Trias germano-andalou. Hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 17, 1095-1100.
- Bourgeois, J. (1978): *La transversale de Ronda. Cordilleres Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modele d'evolution de l'Arc de Gibraltar*. Ann. Sc. Univ. Besançon, 30, 445 pp.
- Brack, P., & Rieber, H., (1993): Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps, *Eclogae geol. Elv.*, 86 (2): 415-527
- Bromley, R.G. (1994): The palaeoecology of bioerosion. In: Donovan, S.K. (Ed.), *The Palaeobiology of Trace Fossils*. Johns Hopkins Univ. Press, Baltimore, 134-154.
- Budurov, K., Calvet, F., Goy, A., Marquez-Aliaga, A., Marquez, L., Trifonova, E., Arche, A. (1993): Middle Triassic Stratigraphy and Correlation in parts of the Tethys Realm (Bulgaria and Spain). In: Muschelkalk Schöntaler Symposium 1991. H. Hagdorn & Seilacher Eds. *Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg* 2, 157-164. Stuttgart, Korb (Goldschneck).
- Bürman, D., Rambow, D., (1979): Der Obere Buntsandstein (Röt) bei Borken/Hessen, Stratigraphie und Mineralogie, *Geol. Jahrb. Hessen*, 107: 145-138.
- Busnardo, R. (1962): Regards sur la géologie de la région du Jaen (Andalousie). *Livr. Mém. Prof. Paul Fallot, Soc. Géol. Fr.*, Paris, 1, 189-198.
- Busnardo, R. (1975): Prébétique et subbétique de Jaen á Lucena (Andalousie). Introduction et Trias. *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon*, 66, 183 p.



- Busnardo, R., Durant Delga, M. Fallot, P. (1958): Le contact frontal du Subbétique entre le massif du Revolcadores et la Sierra Sagra (province de Grenade, Andalousie). *C. R. Ac. Sc.*, 246: 2320-2325.
- Calaforra y Pulido-Bosch, (1999): Gypsum karst features as evidence of diapiric processes in the Betic Cordillera, Southern Spain. *Geomorphology*, 29: 251-264.
- Calvet, F. y Anglada, E. (1987): *El Triásico del Pirineo: Análisis estratigráfico, cronoestratigráfico y sedimentológico*. Informe, IGME, 96 p.
- Chauve, P. (1968): *Étude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne meridionale)*. Mem. Inst. Geol. Min. España, 69, 377 p.
- Chikhaoui, M., (2002): La zone des diapirs en Tunisie: cadre structural, évolution géodynamique de la sédimentation méso cénozoïque et géométrie des corps triasiques. Thèse Doct. Université de Nice, France. (143 p.).
- Chikhaoui, M., Braham, A., Turky, M., (2001): Preuves de la non stratification du Trias dans le Turonien de la Koudiat Sidii (Nord Ouest de la Tunisie). *C. R. Geosci.* 332 : 689-694.
- Clari, P.A. y Martire, L. (1996): Interplay of cementation, mechanical compaction, and chemical compaction in nodular limestones of the Rosso Ammonitico Veronese (Middle-Upper Jurassic, Northeastern, Italy). *Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes*, 63,3:447-458
- Crespo-Blanc, A., García-Dueñas, V. y Orozco, M. (1993): Systèmes en extension dans la Chaîne Bétique Centrale: que reste-t-il de la structure en nappes du complexe Alpujarride?. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317: 971-977.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M. y García-Dueñas, V. (1994): Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain: Late folding of normal fault systems. *Tectonics*, 13: 78-88.
- Cruz-SanJulian, J.J. (1972): Posición tectónica del Triás de Antequera en la transversal de Ronda (Cordilleras Béticas, Región Occidental). *Cuad. Geol.*, 3, 165-180.
- Cruz Sanjulián, J. (1974): *Estudio geológico del sector Cañete la Real – Teba – Osuna*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 413 p.
- Dabrio, C.J. (1972): *Geología del sector del Alto Segura (Zona Prebética)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 388 p.
- De Ruig, M.J., Mier, R.M. & Stel, H. (1987): Interference of compressional and wrenching tectonics in the Alicante region, SE-Spain. *Geologie en Mijnbouw* 66: 201-212.
- Díez, J.B. (2000): *Geología y Paleobotánica de la facies Buntsandstein en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Implicaciones bioestratigráficas en el Perithetys Occidental*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza / Universidad Pierre et Marie Curie. Paris, 424 p. (inérita).
- Douville, R. (1906) : Sur les prealpes subbétiques aix environs de Jaen. *Comp. Rend. Ac. Sc.*, 3 : 160-165.
- Dupuy de Lôme, E., Marín de la Barcena, A., (1962): Mapa geológico de España, Hoja nº 890, Calasparra (Albacete-Murcia). Madrid, *Inst. Geol. Y min. España*.

- Durand-Delga, M. (1968): Coup d'oeil sur les unités malaguides des Cordillères Bétiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 266: 190-193.
- Durand-Delga, M. y Foucault, A. (1967): La dorsale Bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères Bétiques au bord sud de la Sierra Arana (Province de Grenade, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 9: 723-128.
- Durand-Delga, M. y Fontboté, J.M. (1980): Le cadre structurale de la Méditerranée occidentale. *Mem. BRGM*, 15: 677-85.
- Egeler, C.G. (1963): On the tectonic of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geol. Rundschau*, 53: 260-269.
- Egeler, C.G. y Simon, O.J. (1969): *Sur la tectonique de la zone bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude basée sur la recherche dans le secteur compris entre Almería et Vélez Rubio*. *Verh. Kon. Ned. Akad. Wet. Afd. Nat.*, (2), 15-3, 90 p.
- Fallot, P. (1928): La limite septentrionale des charriages subbétiques ente la Sierra Sagra et le Rio Segura. *C. R. Ac. Sc.*, 187: 1150-1152.
- Fallot, P. (1929a): Sur le Secondaire des massifs Charriés subbétiques entre Moratalla er la bordure de la zone bétique. *C. R. Ac. Sc.*, 188: 67-69.
- Fallot, P. (1929b): Sur la structure de la zone subbétique entre Moratalla et la zone bétique. *C. R. Ac. Sc.*, 188: 263-265.
- Fallot, P. (1929c): Rapports du Subbétique avec le Bétique dans les Sierras Tercia et Espuña (Prov. De Murcie). *C. R. Ac. Sc.*, 188: 404-406.
- Fallot, P. (1931): Essais sur la repartition des terrains secondaires et tertiaires dans les domaines des Alpides espagnoles. Le trias. *Geol. Mediterr. Occid.*, 4 : 118 p.
- Fallot, P. (1944): Sur le role des ablations basales dans la nappe subbétique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 218, 240-241.
- Fallot, P. (1945): *Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor*. Mem. Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 719 p.
- Fallot, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Estudios Geol.*, 8: 83-172.
- Fallot, P. y Bataller, R. (1933): Observations géologiques entre Calasparra et Cieza. *Ass. Et. Médit. Occid.*, Barcelone. 4. *C.R. somm. S.G.F.*, p. 251.
- Felgueroso, C. y Coma, J. (1964): Estudio geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 75: 121-209. GA-1
- Fernández, J. (1977): *Sedimentación triásica en el borde SE de la Meseta*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 173 p.
- Fernández, J., Dabrio, C.J. y Pérez-López, A. (1994): El Triásico de la región Siles Alcaraz (Cordillera Bética). En: *III Congr. Triásico de España: Field Guide* (A. Arche, Ed.), Grupo Español del Mesozoico, Madrid, 46 p.

- Fernandez Bollo, M. (1947): La estratigrafía del Trías Subbético. *Bol. R. Soc. Esp. His. Nat.*, Madrid, t. XLV, p. 239-244.
- Fliert, J. van der, Graven, H., Hermes, J.J. & de Smet, M.E.M. (1980): On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting. *Eclogae Geol. Helv.*, 73 (1): 223-237.
- Flinch, J.F., Bally, A.W. y Wu, S. (1996): Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera in Spain. *Geology*, 24: 67-70.
- Fontboté, J.M. (1964): *Itinerario geológico Granada-Jaén*. Publ. del Lab. de Geología, Univ. Granada, 12 pp.
- Fontboté, J.M. y García Dueñas, V. (1968): Essai de systematisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des chaînes bétiques. *C.R. As. Sc. De Paris*, 266: 186-189.
- Foucault, A. (1966): Le diapirisme des terrains triasiques au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique du NE de la province de Grenade (Espagne meridionale). *Bull. Soc. Géol. France*, (7) 8: 527-536.
- Foucault, A. (1971): *Étude géologique des environs des sources du Guadalquivir (prov. de Jaén et de Grenade, Espagne meridionale)*. Tesis Doctoral, Univ. Paris VI, 633 p.
- Foucault, A. (1975): Le Cratéce dans la partie orientale des zones externes des Cordilleres Bétiques. IV. Le Prebético et le Subbético de Cazorla a Huéscar. *1<sup>er</sup> Coloq. De Estrat. y Paleog. Del Cretácico de España*. Emp. Nac. Adaro. 7 (1): 245-250.
- Frey, R.W. y Howard, J.D. (1990): Trace fossil and depositional sequences in a clastic shelf setting, Upper Cretaceous of Utah. *Journal of Paleontology*, 64, 803-820.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Serrano, I., Morales, J., González Lodeiro, F. y Torcal, F. (1999): Recent and present-day stresses in the Granada Basin (Betic cordilleras): Example of a late Miocene-present-day extensional basin in a convergent plate boundary. *Tectonics*, 18: 686-702.
- García-Cortés, A., Mansilla, H. y Quintero, I. (1991): Puesta de manifiesto de la Unidad Olistostrómica del Mioceno medio en el sector oriental de las Cordilleras Béticas (provincias de Jaén, Almería, Murcia y Alicante). *Bol. Geol. Min.*, 102: 524-535.
- García Dueñas, V. (1967): *La zona subbética al N. de Granada*. Tesis doctoral, Univ. Granada, 417 p.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin and their tectonic implications. *Geo-Mar. Letters*, 12: 88-95.
- García Gil, S. y Sopena Ortega, A. (1988): Análisis mediante ordenador de superficies de discontinuidad: El contacto Buntsandstein-Muschelkalk en la zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central. *Simposio sobre Nuevas tendencias en el análisis de cuencas*, SGE, Granada, 223-230.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C. y Pulido, A. (1973): Observaciones sobre el contacto Subbético-Prebético en el sector de Nerpio (Albacete). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 4: 77-91.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980): Mesozoic paleogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.

- García-Mondéjar, J. (1970): Estudio geológico regional de los alrededores de Castril de la Peña, (Granada). Tesis de licenciatura, Universidad de Granada, 110 p. (inédita).
- García Rossell, L. (1973): *Estudios geológicos de la transversal Úbeda-Huelma y sectores adyacentes*. Tesis doctoral (inédita), Univ. Granada, 549 p.
- García-Tortosa, F.J. (2002): *Los complejos tectónicos Alpujarride y Maláguide en el sector oriental de las Zonas Internas Béticas. Estratigrafía, relaciones tectónicas y evolución paleogeográfica durante el Triásico*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 374 p.
- Gea, G.A. de, Ruiz-Ortiz, P.A. (2004): Un ejemplo a escala de sedimentación pelágica y turbidítica en relación con bloques de falla basculados. Cretácico Inferior del sector oriental de la Cordillera Bética (provincia de Murcia). *Geotemas*, 6 (2): 149-152.
- Gil, A. (1986): *Análisis de facies del Triásico de la Zona Prebética y Borde de la Meseta en el sector Hornos-Bienservida (Prov. de Jaén y Albacete)*. Tesis licenciatura, Univ. Granada, 170 p.
- Gil, A.; Fernández, J. y López Garrido, A.C. (1987a): Evolución de facies en el Trias de la Zona Prebética y borde de la Meseta Transversal Orcera-Puente Genave (Prov. Jaén). *Cuad. Geol. Ibérica*, 11, 403-420.
- Gil, A., Fernández, J., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C. y Hirsch, F. (1987b): Las facies carbonatadas del Triás medio de la Formación Hornos-Siles (provincia de Jaén, zona prebética). *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 445-458.
- Goldring, R. (1995): Organisms and the substrate: Response and effect. In: *Bosence, D., Allison, P. (Eds.), Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils. Geological Society of London Special Publication*, London, 83: 151-180.
- Gonzalo y Tarín, J. (1881): Descripción geológica de la provincia de Granada. *Bol. Com. Mapa Geol. España*. 8: 1-131.
- Goy, A. (1986): *Ammonoideos del Triásico de España*, Universidad Complutense de Madrid, 28 p.
- Goy, A. (1995): Ammonoideos del Triásico Medio de España: Bioestratigrafía y correlaciones. *Cuad. Geol. Ibérica*, 19: 21-60.
- Goy, A., Gómez, J.J. y Yébenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geol.*, 32: 391-423.
- Goy, A. y Yébenes, A. (1977): Características, extensión y edad de la formación Dolomías tableadas de Imón. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 375-384.
- Goy, A., Martínez, G., Pérez Valera, F., Pérez Valera, J.A. & Trigueros Ramos, L.M. (1996). Nuevos hallazgos de cefalópodos (ammonoideos y nautiloideos) en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas. R.S.E.H.N, Tomo Extraordinario, 125 Aniversario : 311-314.
- Goy, A. y Martínez, G. (1996): Nautiloideos del Triásico Medio en la Cordillera Ibérica y en la parte oriental de las Cordilleras Béticas, *Cuad. Geol. Ibérica*, 20: 271-300.
- Goy, A., Pérez López, A., (1996): Presencia de cefalópodos del Tránsito Anisiense-Ladiniense en las facies Muschelkalk de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Geogaceta*, 20: 183-186.

- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, J., Van Veen, P., Thierry, J., y Huang, Z. (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation* (W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry y J. Hardenbol, Eds.), SEPM, Spec. Publ., 54: 95-126.
- Granier, B. (1987): *Le Cretacée inférieur de la Costa Blanca entre Busot et Altea, Alicante (Espagne); biostratigraphie, sédimentologie, évolution tectono-sédimentaire*. Tesis Doctoral, Univ. Paris VI, 279 p.
- Graves, R.W. y Ellison, S.P. (1941): Ordovician conodonts of the Marathon Basin Texas. *Univ. Mo.Sch. Mines.Metall. Bull. Tech. Serv.*, 14, 26 p.
- Hatira, N., Smati, A., Mansouri, A., Perthuisot, V. & Rouvier, H. (2000) : Le Trias à caractère extrusif de la zone des dômes: exemple de la structure de Debadié - Ben Gasseur (Tunisie septentrionale). *Bull. Soc. Geol. France*, 171, 3: 319-326.
- Hedberg, H.D. (ed.) (1980): *Guía estratigráfica internacional*. Editorial Reverté, S.A., 204 p.
- Hermes, J.J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geol.*, 41: 157-176.
- Hernando, S. (1975): Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). Tesis Doctoral. *Dpto. Estratigrafía y Geol. Hist. Univ. Complutense*, 336 p.
- Herrera, A. (1877) : Datos geológicos y mineros de la provincia de Jaén. *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, 4: 173-179.
- Hirsch, F. (1972): Middle Triassic Conodonts from Israel, Southern France and Spain. *Mitt. Gesell. Geol. Bergbaustud.*, 21, 811-828.
- Hirsch, F. (1966): Sobre la presencia de conodontes en el Muschelkalk superior de los Catalánides. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 90, 85-92.
- Hirsch, F. (1975): Lower Triassic Conodonts from Israel. *Bull. Geol. Surv. Israel*, 66, 39-48.
- Hirsch, F. (1977): Essai de corrélation biostratigraphique des niveaux méso et néotriassiques de faciès Muschelkalk du domaine sépharade. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 511-526.
- Hirsch, F. (1987): Bio-stratigraphy and correlation of the marine Triassic of the Sepharadic province. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 815-826.
- Hoedemaeker, P.J. (1973): *Olisthostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov of Murcia, Spain)*. Tesis Doctoral. *Scripta Geol.* 19, 207 p.
- Huddle, J.W. (1970): Revised descriptions of some late Devonian *Polygnathid* Conodont. *Journal of Paleontology*, 44:1029-1040.
- Jallouli, C., Chikhaoui, M., Braham, A., Turki, M., Mickus, K., Benassi, R., (2005): Evidence for Triassic salt domes in the Tunisian Atlas from gravity and geological data. *Tectonophysics* (in press).
- Jeppson, L., Fredholm, B. y Mattiasson, B. (1985): Acetic acids and phosphatic fossils—a warning. *Journal of Paleontology*, 59: 952-956

- Jerez Mir, L. (1971): Hipótesis sobre las relaciones entre el zócalo y la cobertera en un sector de la Zona Prebética (Provincias de Albacete y Murcia). *I Congr. Hisp. – Luso-Amer. De Geolog. Econom.* Secc. de Geol. 1: 249-264.
- Jerez Mir, L. (1973): *Geología de la zona Prebética, en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 749 p.
- Jerez Mir, F. (1979): Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas. *Boletín Geológico y Minero* 96: 503-555.
- Jerez Mir, L., Jerez-Mir, F y García-Monzón, G. (1973): *Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja nº 890 (Calasparra)*. IGME, Madrid.
- Jiménez de Cisneros, D. (1906): Excursión al triásico superior de Sierra Negra, del término de Aspe (provincia de Alicante), y noticias acerca del mismo sistema en otros puntos del SE. de España. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 6: 205-212.
- Jiménez de Cisneros, D. (1914): Noticia acerca del encuentro de varios yacimientos liásicos y oolíticos en la provincia de Alicante. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14: 97-101.
- Kozur, H., Kampschuur, W. Mulder-Blanken, C., Simon, O.J. (1974): Contribution to the Triassic ostracode faunas of the Betic Zone (southern Spain). *Scripta Geol.*, 23: 1-56
- Knaust, D. (1998): Trace fossils and ichnofabrics on the Lower Muschelkalk carbonate ramp (Triassic) of Germany: tool for high-Resolution sequence stratigraphy. In: *Geol. Rundsch.*, 87: 21-31.
- Knaust, D. (2004): The oldest Mesozoic nearshore *Zoophycos*: evidence from the German Triassic. In: *Lethaia*, 37: 297-306.
- Leclec, J. (1971): *Etude géologique du massif du Maimó et de ses abords (prov. De Alicante, Espagne)*. Tesis tercer ciclo. Geol. Struc. Univ. París, 6, 128 p.
- Leclerc, J. y Azema, J. (1976): Le Cretace dans la région d'Agost (province d'Alicante – Espagne) et ses accidents sedimentaires. *Cuad. Geol.*, 7, 35-51.
- López Chicano, M y Fenández, J. (1988): Las facies del Trias Medio y Superior en la región de Alcaudete (Zona Subbética). II Congr. *Geol. Esp. SGE.*, Granada, 1, 103-106.
- López-Garrido, A.C. (1971): *Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 317 p.
- López-Garrido, A.C., Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1997): Présence des faciès Muschelkalk dans des unités alpujarrides de la région de Murcia (Cordillères Bétiques, sud-est de l'Espagne) et implications paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 324: 647-654.
- López Gómez, J. y Arche Miralles, A. (1988): Algunas consideraciones sobre la facies Buntsandstein en el SE de la Cordillera Ibérica. *II Congreso Geológico de España*, 1, 103-106.
- López-Gómez, J. y Arche, A. (1992): Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 48: 123-143.

- López-Gómez, J. y Arche, A. (1993): Sequence stratigraphic analysis and paleogeographic interpretation of the Buntsandstien and Muschelkalk facies (Permo-Triassic) in the SE Iberian Range, E Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 103: 179-201.
- López-Gómez, J., Arche, A., Calvet, F. y Goy, A. (2000): Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle-Upper Triassic in the westernmost part of the Tethys Sea, Iberian Peninsula. *Zbl. Geo. Paläont.*, 1: 1033-1084.
- López-Gómez, J., Arche, A. y Pérez-López, A. (2002): Permian and Triassic. En: *The Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, Eds.), Geol. Soc. (London), 185-212.
- López-Gómez, J., Márquez-Aliaga, A., Calvet, F., Márquez, L., Arche, A., (1994): Aportaciones a la estratigrafía y paleontología del Triásico Medio de los alrededores de Agost, Alicante. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 89 (1-4): 109-120.
- Maldonado, A., Campillo, A.C., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J. y Campos, J. (1992): Alboran Sea Late Cenozoic Tectonic and Stratigraphic events. *Geo-Mar. Letters*, 12: 179-186.
- Mallada, L. (1884): Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén. *Bol. Com. Mapa Geol. España*. 11: 1-55.
- Malpas, J.A., Gawthorpe, R.L., Pollard, J.E., Sarp, I.R. (2005): Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implications for depositional processes and sequence stratigraphic evolution. In: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 215: 239-264.
- Mancheño, M.A. & Rodríguez Estrella, T. (1985). Geología de los diapiros triásicos en el noreste de la provincia de Murcia. *Est. Geol.*, 41: 189-200.
- March, M. 1991. *Los conodontos del Triásico medio (facies Muschelkalk) del noroeste de la Península Ibérica y de Menorca*. Tesis doctoral, Universitat de València, 395 pp. Inédito.
- Márquez, L. y Pérez López, A. (2001): Foraminíferos del Triásico Medio del sector central de la Cordillera Bética (España). *XII Jornadas Soc. Esp. Paleont.*, Resúmenes: 354-360.
- Márquez-Aliaga, A (1985): *Bivalvos del Triásico medio del sector meridional de la Cordillera Ibérica y de los Catalanides*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 430 p.
- Márquez-Aliaga, A., Hirsch, F. y Lopez-Garrido, A.C. (1986): Middle Triassic Bivalves from the Hornos-Siles Formation (Sephardic Province, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Ab.*, 173: 201-227.
- Márquez-Aliaga, A., Arche, A., Brito, J.M., Calvet, F., Goy, A., López-Gómez, Márquez, L. (1994): El Muschelkalk en el Anticlinal de Calanda (Teruel, España): Estratigrafía y contenido paleontológico. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Sección Geológica), 89, 1-4, 145-166.
- Márquez- Aliaga, A. y Martínez, V., (1996): Asociaciones de bivalvos del Triásico en España. *Revista Española de Paleontología*. Número Extraordinario: 101-111.
- Márquez-Aliaga, A., Valenzuela-Ríos, J.I. y Plasencia, P. (1999): Nuevos datos sobre *Pseudofurnishius* (Conodonta, Triásico) en España. Actas de las XV Jornadas de Paleontología. *Colección Temas Geológico-Mineros*. I.T.G.E., 1, 262-264.
- Márquez-Aliaga, A., y Márquez, L., (2000a): Fosildiagénesis de bivalvos del Triásico Medio del Prebético (Murcia, España): una aproximación. *Boletín Geológico y minero*.

- Márquez-Aliaga, A., Valenzuela-Ríos, J.I., Calvet, F., Budurov, K. (2000b). Middle Triassic conodonts from northeastern Spain: biostratigraphic implications. *Terra Nova*, **12**, 77-83.
- Márquez-Aliaga, A., Gómez, J.J., Goy, A., (2001): Bivalvos del Ladinense inferior en la región de Riópar (Albacete, España). *XII Jornadas Soc. Esp. Paleont.*, Resúmenes: 144-152.
- Martín-Algarra, A. (1987): *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171 p.
- Martín-Algarra, A. (Coord.) (2004): Zonas internas Béticas. En: Geología de España (J.A. Vera, ed.), SGE-IGME: 395-437.
- Martín Velázquez, S. (1996): *Análisis dinámico del sistema de desgarres del Prebético de Albacete*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid, 149 p. y 2 anexos (inédita).
- Martín Velázquez, S., Vicente, G. de, Rodríguez Pascua, M.A. y Calvo, J.P. (1998): Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete. *Rev. Soc. Geol. España*, **11** (3-4): 369-382.
- Martínez del Olmo, W., Leret, G. & Megías, A.G. (1982): El límite de la plataforma carbonatada del Cretácico Superior en la zona Prebética. *Cuad. Geol. Ibérica*, **8**: 597-614.
- Martínez del Olmo, W., Leret-Verdú, G. y Suárez-Alba, J. (1985): La estructuración diapírica del Sector Prebético. *Geogaceta*, **1**: 43-44.
- Martínez del Olmo, W., Leret Verdú, G & Suárez Alba, J. (1986): La estructuración diapírica del sector Prebético *Geogaceta*, **1**: 43-44.
- Martínez del Olmo, W., Martínez-Cabañas, W., Malagón, J., Hernández, E., Klimowitz, J. y Serrano, A. (1999): Transversales de Huelva, Sevilla y Córdoba: olistostromas y cabalgamientos (Cordillera Bética, S.O. de España). *Libro Homenaje a José Ramírez del Pozo*, A.G.G.E.P., Madrid, 189-197.
- McEarchern, J.A., Raychaudhuri, I. y Pemberton, S.G. (1992): Stratigraphic application of the Glossifungites ichnofacies: Delineating discontinuities in the rock record: in Pemberton, S.G., ed.. *Application of ichnology to petroleum exploration, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Core Workshop*, **17**, 169-198.
- Mietto, P., y Manfrin, S., (1995): A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm. A preliminary report. *Bull. Soc. Géol. France*, **5**: 539-563.
- Mietto, P., Manfrin, S., Preto, N., Gianolla, P., Krystyn, L. & Roghi, G. (2003): Proposal of the Global Stratigraphic Section and Point (GSSP) for the base of the Ladinian Stage (Middle Triassic) - GSSP at the base of the Avisianum Subzone (FAD of *Aplococeras avisianum*) in the Bagolino section (Southern Alps. NE Italy). *Albertiana*, **28**: 26-34.
- Mojsisovics, E. (1882): Die Cephalopoden den mediterranean Triasprovinz, *Abh. Geol., Reichsanstalt, Wien*, **10**: 1-322.
- Molina, J.M. (1987): *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético externo (Provincia de Córdoba y sur de Jaén)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 518 p.
- Morata, D. (1993): *Petrología y geoquímica de las ofitas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 432 p.



- Moseley, F, Cuttell, J.C., Lange, E.W., Stevens, D. & Warbrick, J.R. (1981): Alpine tectonics and diapiric structures in the Prebetic zone of southeast Spain *Journal of Structural Geology*, 3,3: 237-251.
- Mouzouri, S. (2004): Caracterización de los depósitos de tormenta en los carbonatos del Muschelkalk (Calasparra, Murcia). Trabajo investigación tutelada, Univ. Granada, 45 p. (inédito)
- Muttoni, G., Nicora, A., Brack, P., Kent, D.V., (2004): Integrated Anisian-Ladinian boundary chronology. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 208: 85-102.
- Mullins, H.T. et al., (1980): Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes: posible precursors to nodular limestones. *J. sed. Petr.*, 50: 385-396.
- Navarro Hervás, F. y Rodríguez Estrella, T. (1985): Características morfoestructurales de los diapiros triásicos de Hellín, Ontur, La Celia, Jumilla, La Rosa y Pinoso, en las provincias de Albacete, Murcia y Alicante. *Papeles de Geografía (Física)*, 10: 49-69.
- Nieto, L.M., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P.A. (1992): Influencia de la tectónica de fractura y del diapirismo en la sedimentación del Jurásico y Cretácico basal al sur de la provincia de Jaén (Zona Subbética). *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 95-111.
- Nieto Albert, L. M. (1997). La cuenca subbética mesozoica en el sector oriental de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral Univ. de Granada, 562 p.
- Nieto, L.M., Gea, G.A. de, Aguado, R., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. (2001): Procesos sedimentarios y tectónicos en el tránsito Jurásico/Cretácico: precisiones bioestratigráficas (Unidad del Ventisquero, zona Subbética). *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (1-2): 35-46.
- O'Dogherty, L., Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A., Sandoval, J. y Vera, J.A. (1997): La Formación Radiolarítica Jarropa: Definición y significado en el Jurásico subbético (Cordillera Bética). *Estudios Geol.*, 53: 145-157.
- Olóriz, F. y Rodríguez-Tovar, F.J. (2000): Diplocraterion: a useful marker of Séquense stratigraphy and correlation in the Kimmeridgian, Jurassic (Prebetic Zone, Betic Cordillera, Southern Spain): *Palaios*, 15, 546-552.
- Olóriz y Rodríguez Tovar, (2002): Trace-fossils and minor discontinuities in a marl limestone rythmite, Lower-Middle Kimmeridgian, southern Spain. In: *Geobios*, 35: 581-593.
- Ortí Cabo, F. (1973): *El Keuper del Levante español. Litoestratigrafía, petrografía y paleogeografía de la cuenca*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 174 p.
- Ortí Cabo, F. (1974): El Keuper del Levante Español. Litoestratigrafía, Petrología y Paleogeografía de la cuenca. *Estudios Geol.*, 30, 7-46.
- Ortí, F. (1981): Diapirismo de materiales triásicos y estructuras de zócalo, en el sector central valenciano (España). *Estudios Geol.*, 37: 245-256.
- Ortí, F. (1987): Aspectos sedimentológicos de las evaporitas del Triásico y del Liásico inferior en el E de la Península Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 873-858.
- Ortí Cabo, F. y Pérez-López, A. (1994): El Triásico Superior de Levante. *III Col. Estrat. Paleog. Pérmico y Triásico Esp. Cuenca*. Guía de la Excusión, 63 p.

- Park, R.G. (1988): *Geological Structures and moving plates*. Blackie, New York, 337 p.
- Paquet J. (1963): Observations sur le Subbétique au S de Calasparra (prov. De Murcie, Spagne). *Ibid.*, 5: 1035-1040.
- Paquet J. (1966): Observaciones sobre la Subbetica al sur de Calasparra (Provincia de Murcia). *Notas y Com. Inst. geol. Y min. España*, 84: 93-102.
- Paquet, J. (1969): Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). *Mémoires Société Géologique du France*, 111; 263 p.
- Parnes, A. (1962): Triassic ammonites from Israel, *Geol. Surv. Israel Bull.*, 33: 1-59.
- Parnes, A. (1975): Middle Triassic ammonite biostratigraphy in Israel, *Geol. Surv. Israel Bull.*, 66: 1-25.
- Parnes, A. (1986): Middle Triassic  $\zeta$ Cephalopods from the Negev (Israel) and Sinai (Egypt), *Isr. Geol. Surv. Bull.*, 79: 1-59.
- Paul, J., Franke, W., (1977): Sedimentologie einer transgression: die Röt/Muschelkalk Grenze bei Göttingen. *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh.*, 3: 148-177.
- Pemberon, S.G., McEachern, J.A. y Frey, R.W. (1992): Trace fossil facies models: Environmental and allostratigraphic significance: in Walker, R.G. y James, N.P., eds. *Facies Models: response to sea level change.*, Geological Association of Canada, 47-72.
- Perconig, E. (1960-1962): Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). *Liv. Mem. Prof. Fallot*, Mem. hors ser. Soc. Géol. France., 1: 229-256.
- Pérez-López, A. (1991). El Triás de facies germánica del sector central de la Cordillera Bética. Tesis Doctoral Univ. de Granada, 400 p.
- Pérez-López, A. (1996): Sequence model for coastalplain depositional systems of the Upper Triassic (Betic Cordillera, southern Spain). In: *Sedimentary Geology*, 101: 99-117
- Pérez-López, A. (1997): Estudio de la icnofauna del Muschelkalk de la zona Subbética y su relación con las facies sedimentarias. *Rev. Soc. Geol. España*, 10: 393-403.
- Pérez-López, A. (1998): Epicontinental Triassic of the Southern Iberian Continental Margin (Betic Cordillera, Spain). In: *Zbl. Geo. Paläont.*, 1: 1009-1031.
- Pérez-López, A. (2001): Significance of pot and gutter casts in a Middle Triassic carbonate platform, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedimentology*, 48: 1371-1388.
- Pérez López, A. y López Chicano, M. (1989): Estudio sedimentológico del Keuper inferior, a partir del análisis de facies, en el sector central de la Cordillera Bética. Algunas consideraciones paleogeográficas. *Estudios Geol.*, 45, 375-385.
- Pérez-López, A., Solé de Porta, N., Márquez-Sanz, L. y Márquez-Aliaga, A. (1992): Caracterización y datación de una unidad carbonática del Noriense (Formación Zamoranos) en el Triás de la Zona Subbética. *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 113-127.

- Pérez-López, A. y Sanz de Galdeano, C. (1994): Tectónica de los materiales triásicos en el sector central de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*, 7: 141-153.
- Pérez-López, A., Solé de Porta, N. y Ortí, F. (1996): Facies carbonato-evaporíticas del Triás Superior y tránsito al Lías en el levante español: nuevas precisiones estratigráficas. *Cuad. Geol. Ibérica*, 20: 245-269.
- Pérez López, A., López-Garrido, A.C., Márquez-Aliaga, A., Sanz de Galdeano, C. y García-Tortosa, F. J. (2003): Ladinian Carbonates of the Cabo COPE Unit (Betic Cordillera, SE Spain): a Tethys-Malaguide Palaeogeographic Gateway. *Facies*, 48: 1-8.
- Pérez-López, A. et al. (2003): An involutinid (foraminiferida) assemblage as a final bioevent of the Muschelkalk transgressive systems tract in the betic cordillera, southern Spain. En: *Bioevents: their stratigraphical records, patterns and causes* (Marcos A. Lamolda ed.). Caravaca de la Cruz, p.128.
- Pérez-López, A. y Pérez-Valera, F. (2003): El diapirismo como factor principal de la resedimentación de las rocas del Triásico durante el Terciario en las Zonas Externas de la Cordillera Bética. *Geotemas*, 5:189-193.
- Pérez-López, A. et al. (2005): A foraminiferal assemblage as a bioevent marker of the main Ladinian transgressive stage in the Betic Cordillera, southern Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (en prensa).
- Pérez-Valera, F., Solé de Porta, N. y Pérez-López, A. (2000): Presencia de facies Buntsandstein (Anisiense-Ladiniense ?) en el Triásico de Calasparra (Murcia). *Geotemas* 1 (2): 209-211.
- Pérez-Valera, F. y Pérez-López, A. (2003): Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico al sureste de Calasparra (Murcia). *Rev. Soc. Geol. España*, 16: 35-50.
- Pérez-Valera, F., Pérez-López, A. y Serrano, F. (2003): Estudio de las rocas diapíricas del Triásico resedimentadas durante el Mioceno en el sector de la Rambla del Moro (Cieza, Murcia). *Geotemas*, 5: 199-203.
- Pérez-Valera, J.A. (2005): *Ammonoideos y bioestratigrafía del Ladiniense en el Muschelkalk de la Cordillera Bética (Calasparra, Murcia)*. Memoria de Investigación Tutelada, Univ. Complutense Madrid, 67 p. (inédito).
- Perthuisot, V., Hatira, N., Rouvier, H. & Steinberg, M. (1987): Concentration métallique (Pb, Zn) sous un surplomb diapirique: exemple du Jebel Bou Khil (Tunisie septentrionale). *Bull. Soc. Geol. France*, 8, 3: 1153-1160.
- Perthuisot, V., Aoudjehane, M., Bouzenoune, A., Hatira, N., Laatar, E., Mansouri, A., Rouvier, H., Smati, A. y Thibieroz, J. (1998): Les corps triasiques des monts du Mellègue (confins algéro-tunisiens) sont-ils des diapirs ou des « glaciers de sel » ?. *Bulletin Société Géologique du France*, 169: 53-61.
- Perthuisot, V., Bouzanoune, A., Hatira, N., Henry, B., Laatar, E., Mansouri, A., Rouvier, H., Smati, A. & Thibieroz, J. (1999): Les diapirs du Maghreb oriental: part des déformations alpines et des structures initiales crétacées et eocenes dans les formes actuelles. *Bull.Soc.Geol.France*, 170, 1: 57-65.
- Peyre, Y. (1974): *Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Tesis Doctoral, Univ. Paris, 528 p.
- Pina, J.A. (1975): *Geología de un sector situado al oeste de la ciudad de Alicante (zona Prebética)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Granada, 103 p. (inédita).

- Plasencia, P., Márquez-Aliaga, A., Valenzuela-Ríos, J.I. (2004): Middle Triassic Conodonts of Calanda (Iberian Range, Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, **26** (2), 251-262.
- Plasencia, P. (2005): Síntesis de los Conodontos del Ladinense (Triásico Medio) de las Cordilleras Ibérica y Béticas (España). En: *Miscelánea Paleontológica*. G. Meléndez, C. Martínez-Pérez, S. Ros, H. Botella, P. Plasencia, eds. SEPAZ, 6 (2005), p. 341-357
- Read, J.F. (1985): Carbonate platforms facies models. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69, 1-21.
- Reading, H.G. (1980): Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.* 4: 7-26.
- Reguant, S., Ortiz, R., (2001): Guía Estratigráfica Internacional. Versión Abreviada. *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (3-4): 269-293.
- Reineck, H.E (1963): Sedimentgefüge im Bereich der Südlichen Nord-see. *Abhg Senckenberg Naturforsch gesellschaft*, 505, 1-138.
- Rey Arrans, D. (1993): *Aplicación de técnicas paleomagnéticas al estudio de materiales continentales rojos de edad pérmica y triásica*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 311 p.
- Roca, E., Anadón, P., Utrilla, R. & Vázquez, A. (1996): Rise, closure and reactivation of the Bicorn-Quesa evaporite diapir, eastern Prebetics, *Spain Journal of the Geological Society of London*, 153: 311-321.
- Rodríguez Cañero (1993): *Contribución al estudio de los conodontos del paleozoico del complejo malaguide*. Tesis doctoral, Universidad de Málaga, 347 p.
- Rodríguez Estrella, T. (1977): Síntesis geológica del Prebético de la provincia de Alicante. *Bol. Geol. y Min.* 88: 273-299.
- Rodríguez Estrella, T. (1983): Neotectónica relacionada con las estructuras diapíricas en el sureste de la Península Ibérica. *Tecniterrae*, 51: 14-30.
- Roep, T.B. (1972): Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladilla formation and its tectonics setting in the Betic of Malaga (Vélez Rubio region, SE Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, 75: 223-247.
- Roldán García, F.J. (1989): *Estudio geológico de las unidades neógenas comprendida entre Espejo y Porcuna (Provincias de Córdoba y Jaén). Depresión del Guadalquivir*. Tesis licenciatura. Univ. Granada, 107 pp.
- Roldán García, F.J. (1995): *Evolución neógena de la Cuenca del Guadalquivir*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 259 p.
- Roldán García, F.J. y García Cortés, A. (1988): Implicaciones de materiales triásicos en la Depresión del Guadalquivir (Provincias de Córdoba y Jaén). *II Congr. Geol. Esp. SGE*, Granada, 1, 189-192.
- Roldán García, F.J. (coord.) (1994): *Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja nº 949 (Pozo Alcón)*. IGME, Madrid. (inédito).
- Rondeel, H.E. & var der Gaag, P. (1986). A two stage diapiric event in the eastern Prebetic. *Est. Geol.*, 42: 117-125.

- Rouvier, H., Henry, B., Le Goff, M., Hatira, N., Laatar, E., Mansouri, A., Perthuisot, V. & Smati, A. (1998): Preuves paleomagnetiques de la non-interstratification des evaporites du Trias dans l'Albien du Maghreb oriental. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326: 363-368.
- Ruiz-Ortiz, P.A. (1980): *Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril, provincia de Granada, y Jaén)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 274 p.
- Saavedra, J.L. (1964): Datos para la interpretación de la estratigrafía del Terciario y Secundario de Andalucía. *Notas Comunic. Inst. Geol. Min. España*, 73: 5-50.
- Salaj, J., Borza, K. y Samuel, O. (1983): *Triassic Foraminifers of the West Carpathians*. Geologický ústav Dion'ya Stúra, Bratislava, 1-213.
- Sanz de Galdeano, C. (1973): *Geología de la transversal Jaén-Frailes (provincia de Jaén)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 274 p.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. (1997): *La Zona Interna Bético-Rifeña*. Monografías Tierras del Sur, Univ. Granada, 316 p.
- Sanz de Galdeano, C. (2003): Presencia de estructuras oblicuas en el sector central del Subbético y significado de la falla de Tíscar (Cordillera Bética). *Rev. Soc. Geol. España*, 16: 103-110.
- Savdra, C.E. (1991): Ichnology in sequence stratigraphic studies: an example from the Lower Paleocene of Alabama. *Palaios*, 6, 39-53.
- Savdra, C.E. (1995): Ichnologic applications in paleoceanographic, paleoclimatic, an sea-level studies. *Palaios*, 10, 565-577.
- Seilacher, A. (1978): Use of trace fossil assemblages for recognizing depositional environments. In: Basan, P.B. (ed.): *Trace Fossil Concepts. SEPM Short Courses*, 5: 167-181.
- Schmidt, M. (1928): *Die Lebewelt unserer Trias*. Hohenlohe'sche Buchhandlung-Ohringen.
- Schmidt, M. (1929): Neve Funde in der Iberisch-Balearischen Trias. *Sitzungsber. Preuss. Akad. D. Wiss. Phys. Mth. Klasse*, 25.
- Schmidt, M. (1930-31): Weitere Studien in der Iberisch-Balearischen Trias, I y II. *Sitzungsber. Preuss. Akad. D. Wiss. Phys. Mth. Klasse*, 26: 474-488
- Schmidt, M. (1935): Fossilien der spanische Trias. *Abh. Heidelberg Akad. Wiss. Math. Natur. K.*, 22: 1-140.
- Schmidt, M. (1937): Probleme in der Westmediterranean Kontinentaltrias und Versuche zu ihrer Losug., *Ass. Et. Geol. Madit. Occid. Geol. Chai. Bet. Et Sub.*, 4(3): 3-56.
- Smet, M.E.M de (1984a): Wrenching in the external zone of the Betic Cordilleras. *SE Spain Tectonophysics*, 107: 57-79.

- Smet, M.E.M. de, (1984b): Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Tectonophysics* 106.
- Soediono, H. (1971): *Geological investigations in the Chirivel area, province of Almeria, South Eastern Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Amsterdam, 144 p.
- Staub, R. (1926): Gedanken zur Tektonik Spaniens. *Vierteljahr. Naturf. Ges. Zürich*, 71, 196-261.
- Staub, R. (1943): Der Dechenbau Südspaniens in den betischen Cordilleren. *Vierteljahr, Naturforsch. Ges. Zürich*, 79: 271-332.
- Taylor, A.M., Goldring, R., (1993): Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society* (London) 150: 141-148.
- Taylor, A., Goldring, R., Gowland, S., (2003): Analysis and application of ichnofabrics. *Earth-Science Reviews*, 60: 227-259.
- Tent-Manclús, J.E., Estévez, A. y Martín-Martín, M. (2000): Olistostromas originados por glaciares de sal al Sur de la Sierra del Cajar (cuenca neógena de Mula, Murcia). *Geotemas*, 1 (2): 273-276.
- Tent-Manclús, J.E., Estévez, A., Yébenes, A. y Martín-Martín, M. (2000): Facies Keuper redepositadas en las Zonas Externas de la Cordillera Bética: criterios de reconocimiento. *Geotemas*, 3 (2): 103-106.
- Tent-Manclús (2004): *Estructura y estratigrafía de las sierras de Crevillente, Abanilla y Algayat: Su relación con la falla de Crevillente*. Tesis Doctoral. Univ. de Alicante, 970 p.
- Tozer, T., (1994): Canadian Triassic ammonoid faunas. *Geol. Surv. Canada Bull.*, 467:1-663.
- Tricalinos, J. (1928): Untersuchungen über den Bau der Keltiberischen Ketten der nordöstlichen Spaniens. *Zeit. Der Deutschen Geol. Gesell.*, abh 4: 409-482.
- Trifonova, E. (1994): Taxonomy of Bulgarian Triassic Foraminifera. III. Families Spiriloculinidae to Oberhauserellidae. *Geologica Balcanica*, 24 (2): 21-70.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M. (1992): Strike-slip faults. En: *Structural Geology*, Freeman, New York, 113-127.
- Van Bemmelen, R.W. (1927): *Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in provincie Granada*. Tesis Doctoral, Univ. E.T.S. Delf, 176 p.
- Van der Straaten, H.C. (1990): Stacked Gilbert-type deltas in the mantle pull-apart basin of Abaran, late Serravallian-early Tortonian, southeastern Spain. En: *Coarse-grained deltas* (A. Colella y D.B. Prior, Eds.), *Blackwell*, Oxford, IAS, Spec. Pub. 10: 199-222.
- Van der Straaten, H.C. (1993): Neogene strike-slip faulting in southeastern Spain; the deformation of the pull-apart basin of Abaran. *Gel. Mijnb.*, 71: 205-225.
- Van Veen, G.W. (1969): *Geological investigations in the region west of Caravaca South-Eastern Spain*. Tesis Doctoral, Univ. Amsterdam, 143 p.

- Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el Margen Ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, 1: 373-391.
- Vera, J.A. (1994): *Estratigrafía. Principios y métodos*. Editorial Rueda, Madrid, 806 p.
- Vera, J.A. (2001): Evolution of the South Iberian Continental Margin. En: *Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins* (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson y S. Crasquin-Soleau, Eds.), Mém. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris, 186: 109-143.
- Vera, J.A. (editor) (2004): *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 890 p.
- Vera, J.A., Molina, J.M., Montero, P. y Bea, F. (1997): Jurassic guyots on the Southern Iberian Continental Margin: a model of isolated carbonate platforms on volcanic submarine edifices. *Terra Nova*, 9: 163-166.
- Vera, J.A., Molina, J.M. y Aguado, R. (2003): La Formación Majalcorón (Calcarenitas con *Microcodium*, Paleoceno, Subbético): situación e interpretación en el Terciario de la Cordillera Bética. *Geotemas*, 5: 243-246.
- Vera, J.A., y Martín-Algarra, A. (2004): Divisiones mayores y nomenclatura en la Cordillera Bética. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.), SGE-IGME: 348-350.
- Verneuil, E. de y Collomb, E. (1853): Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne. *Bull. Soc. Géol. France*, [2], 10: 61-176.
- Vila, J.M., Ben Youssef, B., Chikhaoui, M. y Ghanmi, M. (1996a) : Deuxième étude de surface d'un grand "glacier de sel" sous-marin albien (250 km): les masses triasiques du "diapir" de Ben Gasseur et de l'anticlinal du Kef (nord-Ouest tunisien). *Bull. Soc. Geol. France*, 167, 2: 235-246.
- Vila, J. M., Ghanmi, M. y Kéchid-Benkherouf, F. (1996b): Données nouvelles sur l'anticlinal d'El Ouasta-Sakiet (frontière est-algérienne) et interprétation de son Trias comme un « glacier de sel » sous-marin albien le long d'un bloc basculé, plissé au Tertiaire. *Comptes Rendus de l'Academia de Sciences de Paris*, 323, s. II: 1035-1042.
- Vila, J.M., Kassaa, S., Bouhleb, S., Ben Youssef, M., Dali, T. Y Ghanmi M. (1999): Inversión tectónica de estructuras halocinéticas y localización de mineralizaciones (Zn, Sr): emergencia al Jebel Bou Khil (NW Tunisiense) d'un chevauchement entre un domaine nord a "glaciers de sel" sous-marin et un domine sud a "diapirs typiques". *Bull. Soc. Geol. France*, 170, 2: 161-172.
- Virgili, C. (1952): Hallazgo de nuevos *Ceratites* en el Triásico mallorquín, *Mem. Comun. Inst. Geol. Prov.*, 9: 19-39.
- Virgili, C. (1958): El Triásico de los Catalánides. *Bol. IGME.*, 69: 1-856
- Virgili, C., Sopena, A. y Hernando, S. (1977): Problemas de la cronoestratigrafía del Triás en España.
- Virgili, C., Sopena, A., Ramos, A., Arche, A. y Hernando, S. (1983): El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica. En: Libro Jubilar J.M. Ríos (J.A. Comba Coord.), Geología de España. IGME, Madrid, 25-36.
- Vörös A., Budai T., Haas J., Kovács S., Kozur H. and Pálffy J., (2003): GSSP (Global Boundary Stratotype section and Point) proposal for the base of Ladinian (Triassic). Base of the Reitzei Zone (sensu stricto) (FAD of the ammonoid *Reitzeites reitzei*) at bed 105 in the Felsőörs section, Balaton Highland, Hungary. *Albertiana*, 28: 35-47.

- 
- Woodcock, N.H. y Schubert, C. (1994): Continental strike-slip tectonics. En: Paul L. Hancock (ed.), *Continental deformation*, U.K. Pergamon Press, 251-263.
- Zaninetti, L. (1976): Les Foraminifères du Trias. Essai de synthèse et corrélation entre les domaines mésogéens européen et asiatique. *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia*, 82 (1): 1-258.
- Zawidzka, K. (1975): Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. *Acta Geol. Polonica*, 25(2): 217-256.
- Ziegler, P.A. (1982): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell International Petroleum Maatschappij. B.V. The Netherlands. 130 p.



(Anexo)  
**MAPAS GEOLÓGICOS**

Mapa del Triásico al sureste de Calasparra (Murcia)

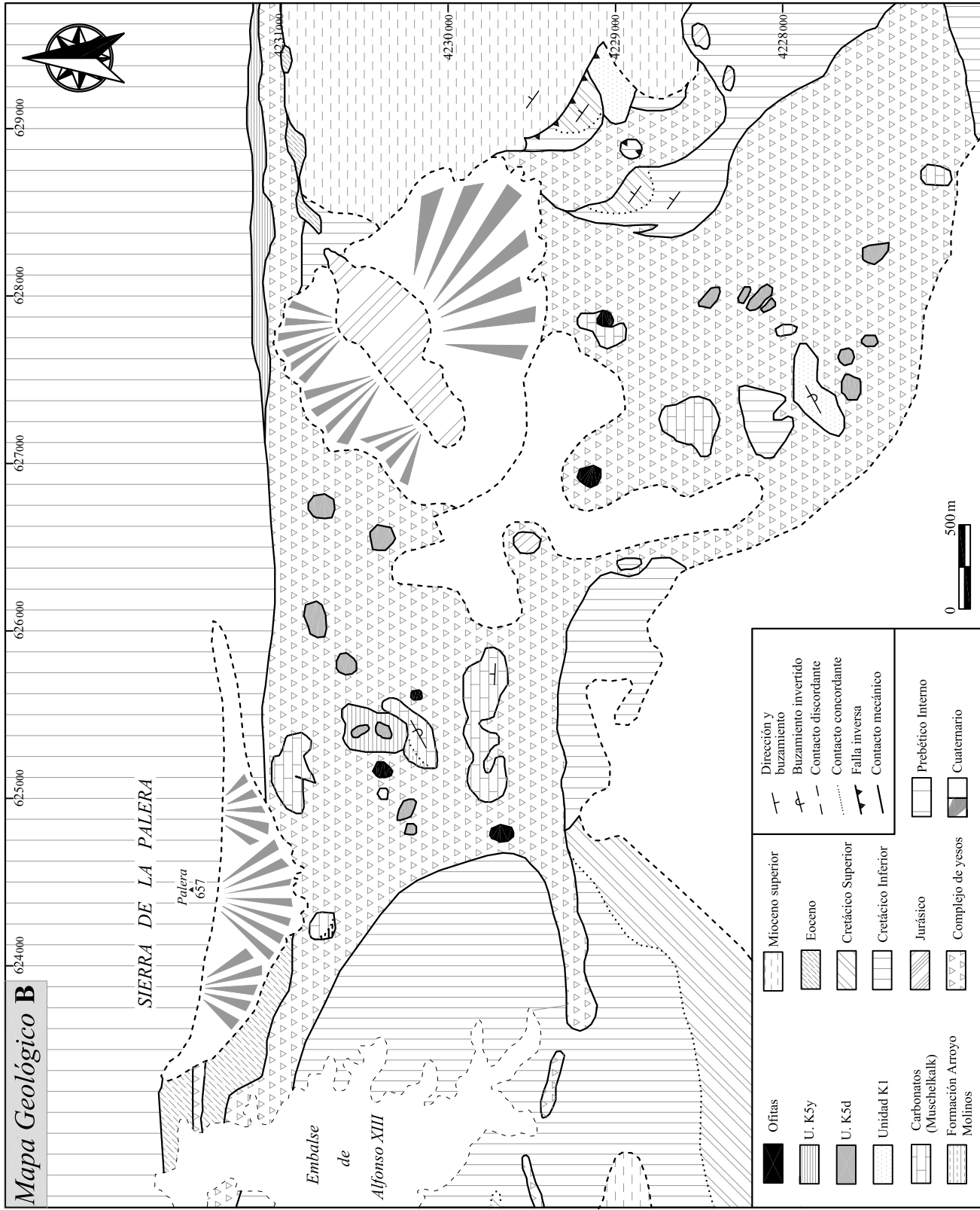


	Dirección y buzamiento
	Buzamiento invertido
	Sinclinal tumbado
	Contacto discordante
	Contacto concordante
	Falla inversa
	Contacto mecánico

	Prebético Interno
	Cuaternario
	Lamproítas
	Mioceno superior
	Eoceno
	Cretácico Superior
	Cretácico Inferior
	U. K5y
	U. K5d
	U. K3a
	U. K31
	U. K2
	Unidad Detritica Inferior
	Unidad K1
	Complejo de Yesos
	Ofitas
	Carbonatos (Formación Zamoranos)
	Carbonatos (Muschelkalk)
	Unidad Detritica Inferior



a Mula 25 km.



**Mapa Geológico B**

624000

625000

626000

627000

628000

629000

4228000

4229000

4230000

4231000

4232000

4233000

4234000

4235000

4236000

4237000

4238000

4239000

4240000

4241000

4242000

4243000

4244000

4245000

4246000

4247000

4248000

4249000

4250000

4251000

4252000

4253000

4254000

4255000

4256000

4257000

4258000

4259000

4260000

4261000

4262000

4263000

4264000

4265000

4266000

4267000

4268000

4269000

4270000

4271000

4272000

4273000

4274000

4275000

4276000

4277000

4278000

4279000

4280000

4281000

4282000

4283000

4284000

4285000

4286000

4287000

4288000

4289000

4290000

4291000

4292000

4293000

4294000

4295000

4296000

4297000

4298000

4299000

4300000

4301000

4302000

4303000

4304000

4305000

4306000

4307000

4308000

4309000

4310000

4311000

4312000

4313000

4314000

4315000

4316000

4317000

4318000

4319000

4320000

4321000

4322000

4323000

4324000

4325000

4326000

4327000

4328000

4329000

4330000

4331000

4332000

4333000

4334000

4335000

4336000

4337000

4338000

4339000

4340000

4341000

4342000

4343000

4344000

4345000

4346000

4347000

4348000

4349000

4350000

4351000

4352000

4353000

4354000

4355000

4356000

4357000

4358000

4359000

4360000

4361000

4362000

4363000

4364000

4365000

4366000

4367000

4368000

4369000

4370000

4371000

4372000

4373000

4374000

4375000

4376000

4377000

4378000

4379000

4380000

4381000

4382000

4383000

4384000

4385000

4386000

4387000

4388000

4389000

4390000

4391000

4392000

4393000

4394000

4395000

4396000

4397000

4398000

4399000

4400000

4401000

4402000

4403000

4404000

4405000

4406000

4407000

4408000

4409000

4410000

4411000

4412000

4413000

4414000

4415000

4416000

4417000

4418000

4419000

4420000

4421000

4422000

4423000

4424000

4425000

4426000

4427000

4428000

4429000

4430000

4431000

4432000

4433000

4434000

4435000

4436000

4437000

4438000

4439000

4440000

4441000

4442000

4443000

4444000

4445000

4446000

4447000

4448000

4449000

4450000

4451000

4452000

4453000

4454000

4455000

4456000

4457000

4458000

4459000

4460000

4461000

4462000

4463000

4464000

4465000

4466000

4467000

4468000

4469000

4470000

4471000

4472000

4473000

4474000

4475000

4476000

4477000

4478000

4479000

4480000

4481000

4482000

4483000

4484000

4485000

4486000

4487000

4488000

4489000

4490000

4491000

4492000

4493000

4494000

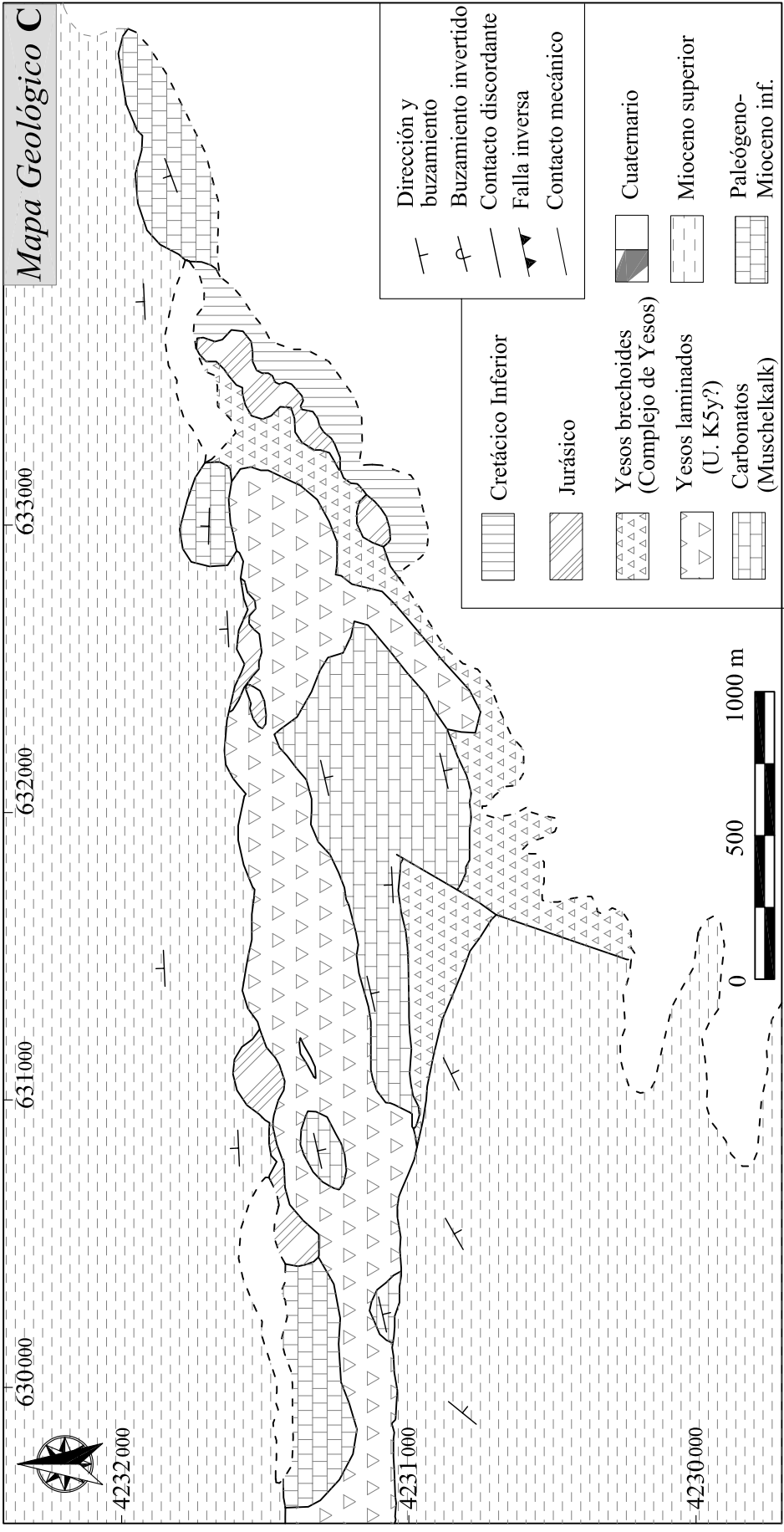
4495000

4496000

4497000

4498000

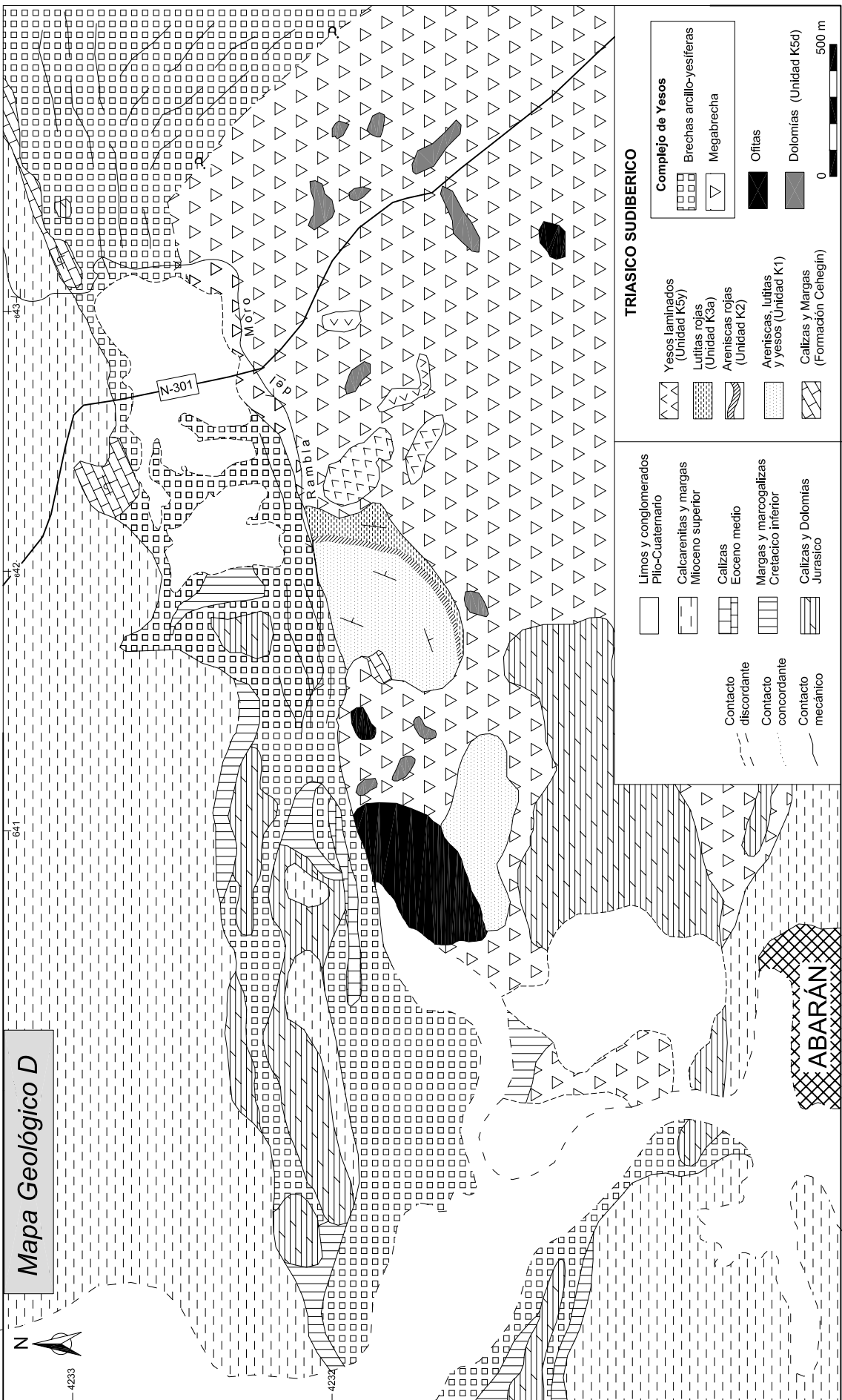
4499000



# Mapa Geológico D

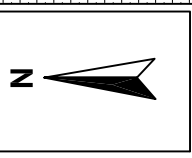
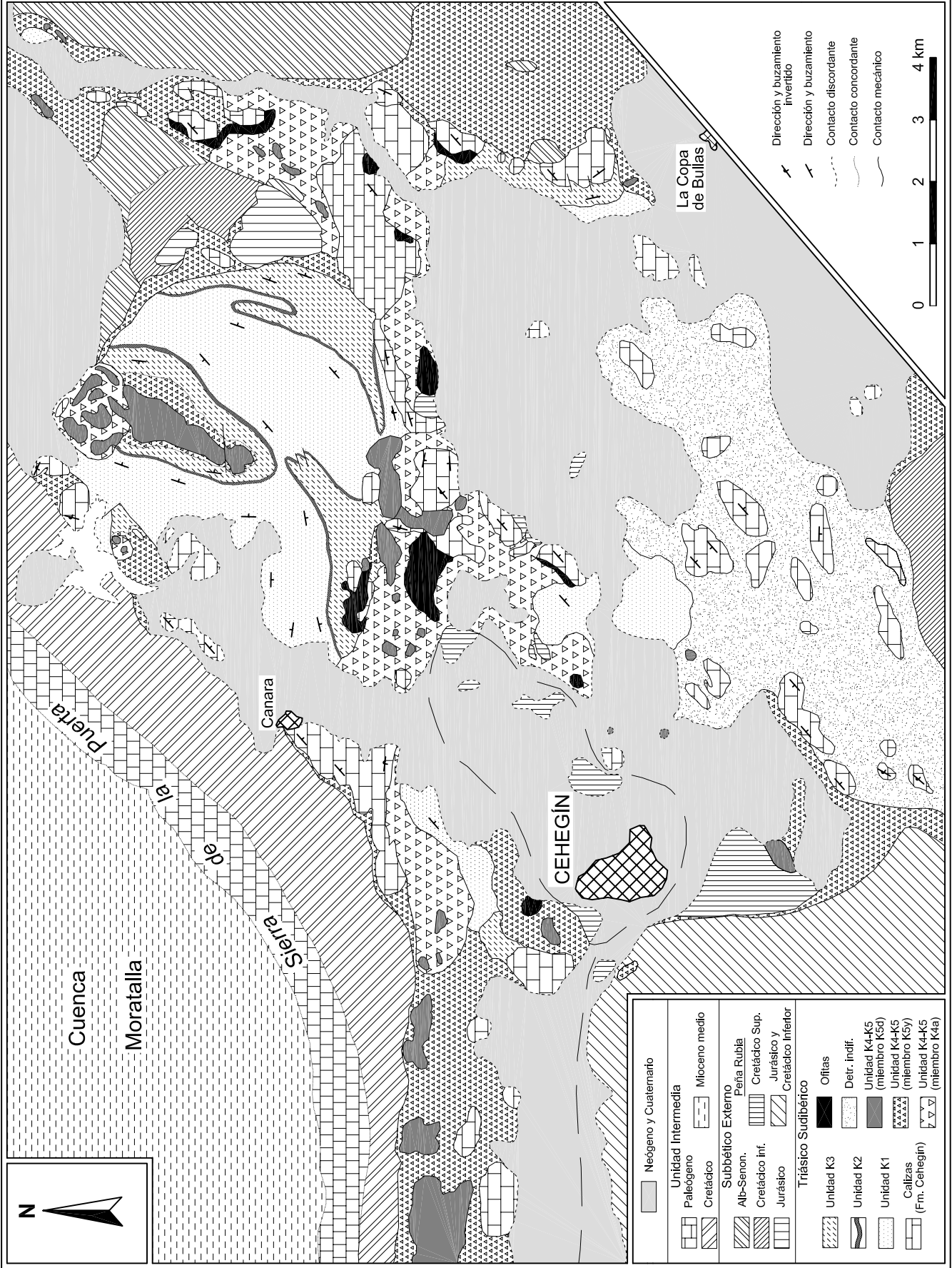


4233



## TRIASICO SUDIBERICO

<p>Yesos laminados (Unidad K5y)</p> <p>Lutitas rojas (Unidad K3a)</p> <p>Areniscas rojas (Unidad K2)</p> <p>Areniscas, lutitas y yesos (Unidad K1)</p> <p>Calizas y Margas (Formación Cahégin)</p>	<p>Limos y conglomerados Plio-Cuaternario</p> <p>Calcarenitas y margas Mioceno superior</p> <p>Calizas Eoceno medio</p> <p>Margas y margocalizas Cretacico inferior</p> <p>Calizas y Dolomías Jurásico</p>	<p>Complejo de Yesos</p> <p>Brechas arcillo-yesíferas</p> <p>Megabrecha</p> <p>Ofitas</p> <p>Dolomías (Unidad K5d)</p>
<p>Contacto discordante</p> <p>Contacto concordante</p> <p>Contacto mecánico</p>	<p>0</p> <p>500 m</p>	



Cuenca  
Moratalla

Sierra  
de la  
Puerta

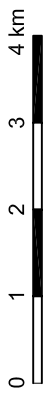
Canara

CEHEGÍN

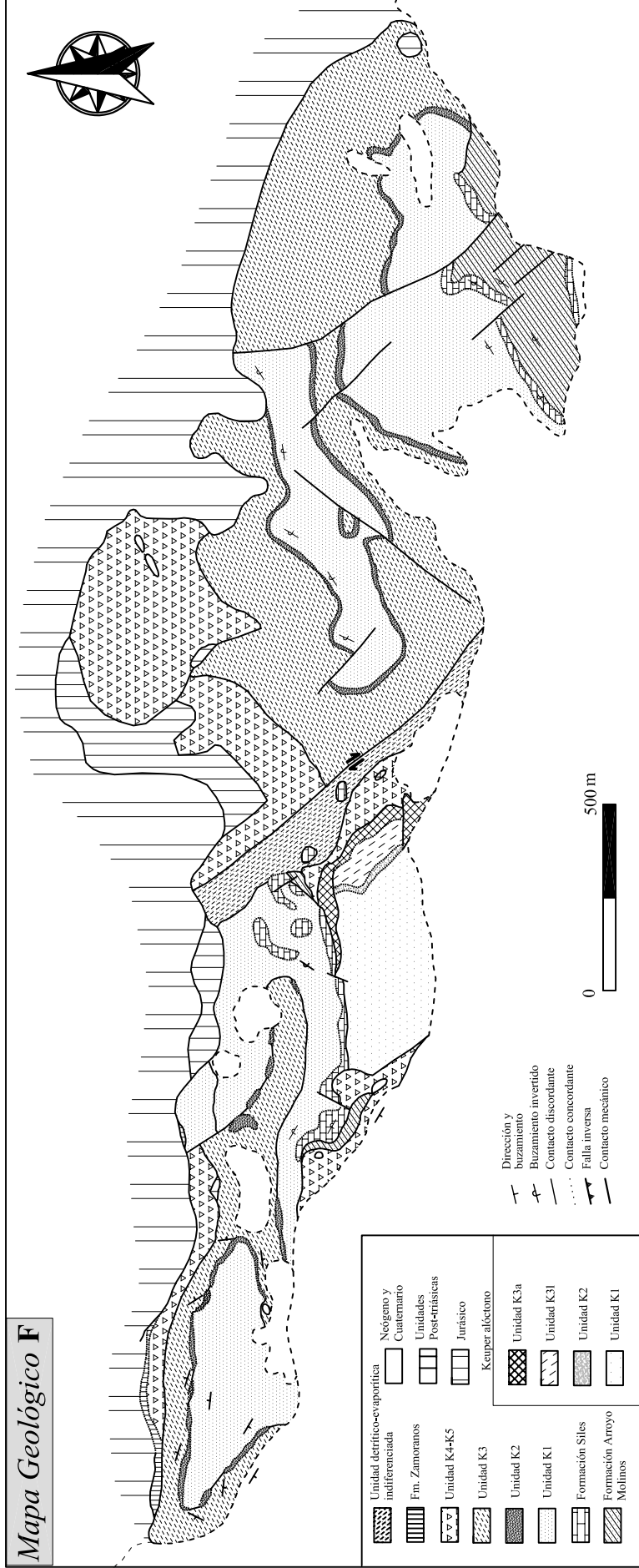
La Copa  
de Bullas

	Neógeno y Cuaternario
<b>Unidad Intermedia</b>	
	Paleógeno
	Cretácico
	Mioceno medio
<b>Subbético Externo</b>	
<b>Peña Rubia</b>	
	Alb-Senon.
	Cretácico Inf.
	Jurásico
	Cretácico Sup.
	Jurásico y Cretácico Inferior
<b>Triásico Subbético</b>	
	Unidad K3
	Unidad K2
	Unidad K1
	Callizas (Fm. Cehegín)
	Ofitas
	Detr. indif.
	Unidad K4-K5 (miembro K5d)
	Unidad K4-K5 (miembro K5y)
	Unidad K4-K5 (miembro K4a)

- Dirección y buzamiento invertido
- Dirección y buzamiento
- Contacto discordante
- Contacto concordante
- Contacto mecánico



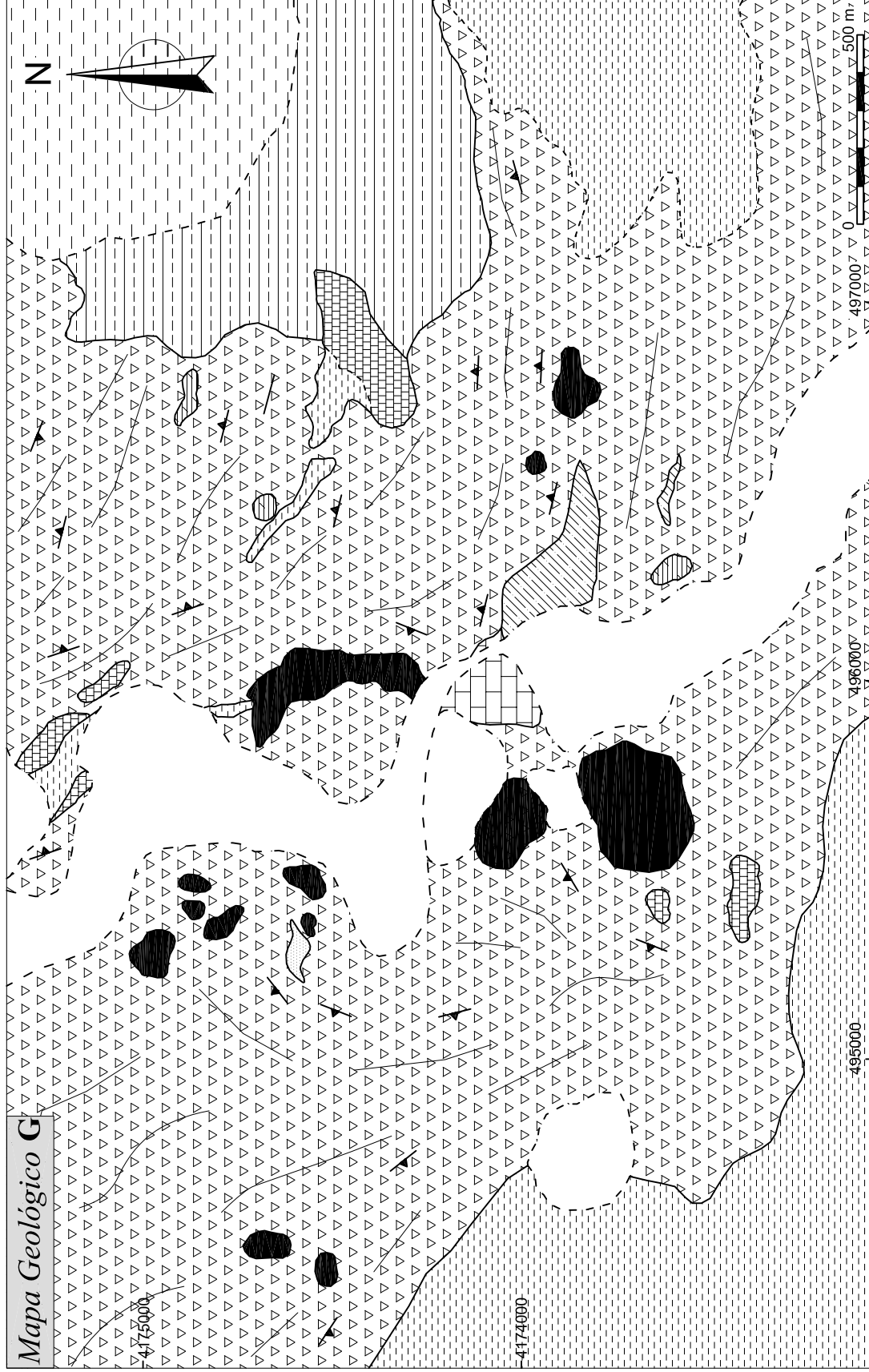
# Mapa Geológico F



Unidad detrítico-evaporítica indiferenciada	Neógeno y Cuaternario
Fm. Zamoranos	Unidades Post-triásicas
Unidad K4+K5	Jurásico
Unidad K3	Keuper abócono
Unidad K2	Unidad K3a
Unidad K1	Unidad K3l
Formación Sites	Unidad K2
Formación Arroyo Molinos	Unidad K1

- Dirección y buzamiento
- Buzamiento invertido
- Contacto discordante
- Contacto concordante
- Falla inversa
- Contacto mecánico

# Mapa Geológico G



## Triásico Sudibérico

- Arcillas y areniscas (U. K1)
- Calizas y Dolomías (Fm. Cehegin)

## Complejo de Yesos

- Ofitas
- Dolomías (U. K5d)

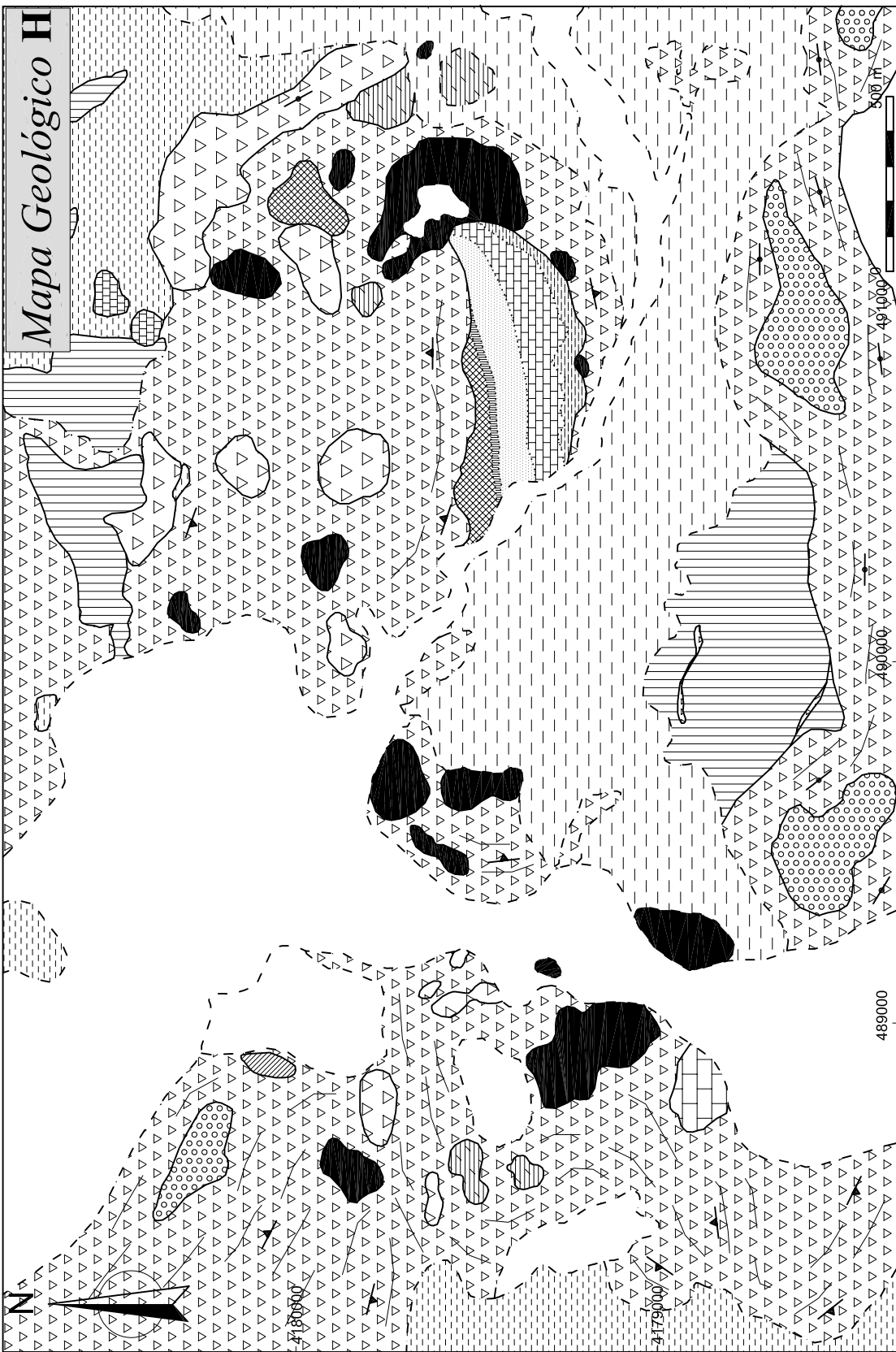
## Conglomerados y calcarenitas (Tortonense superior)

- Margas y areniscas (Tort. inf.)
- Margas y areniscas (Eoc. sup.)
















## Conglomerados y derrubios (Cuaternario)

- Arcillas y conglomerados (Plioceno)
- Margas (Messiniense)





# Mapa Geológico H

<p><b>Triásico Sudbérico</b></p>	<ul style="list-style-type: none"> <li> Arcillas rojas (U.K3a)</li> <li> Areniscas (U. K2)</li> <li> Arcillas y areniscas (U. K1)</li> <li> Calizas y Dolomías (Fm. Cehegin)</li> <li> Arcillas y areniscas (Bunt.)</li> </ul>	<p><b>Complejo de Yesos</b></p> <ul style="list-style-type: none"> <li> Ofitas</li> <li> Calizas y dolomías (Fm. Zamoranos)</li> <li> Dolomías (U.K5d)</li> <li> Yesos laminados (U.K5y)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li> Calcarentitas bioclásticas (Tortonense superior)</li> <li> Margas y areniscas (Tort.inf.)</li> <li> Margas y margocalizas</li> <li> Conglomerados y derrubios (Cuaternario)</li> <li> Arcillas y conglomerados (Plioceno)</li> <li> Conglomerados</li> </ul>
----------------------------------	---	---	--