

ADOLFO MAESTRO GONZÁLEZ



**ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN
ALPINA
DE LA CUENCA DE ALMAZÁN
(CORDILLERA IBÉRICA)**



ADOLFO MAESTRO GONZÁLEZ, nació el 15 de Agosto de 1968 en Zaragoza. En 1992 finalizó sus estudios de Ciencias Geológicas en la Universidad de Zaragoza. Obtuvo el título de Licenciado con Grado en 1994 con la Tesis de Licenciatura titulada "Las Deformaciones Alpinas en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza)". En 1996 se trasladó a Madrid, donde se incorporó al Servicio de Geología Marina del Instituto Geológico y Minero de España (IGME). En 1999 obtiene el título de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad de Zaragoza por la Tesis Doctoral titulada "Estructura y Evolución Alpina de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica)". Durante los años 2000-2001 es Profesor Asociado en la Universidad Autónoma de Madrid (UAM) en el Área de Geodinámica del Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias. En el año 2002 ocupa una plaza de Investigador Titular en el IGME, que compagina nuevamente, desde el año 2003, con tareas docentes en la UAM. Ha publicado numerosos trabajos nacionales e internacionales en revistas de gran prestigio que se han centrado fundamentalmente en aspectos de Geología Estructural y Geomorfología, tanto del área en el que realizó su Tesis Doctoral: la Cordillera Ibérica y Cuenca del Duero, como de las zonas donde actualmente está desarrollando su labor investigadora: Delta del Ebro, Golfo de Cádiz, Margen Gallego y Cantábrico y el sector noroccidental de la Antártida (archipiélago de las Shetland del Sur).

ADOLFO MAESTRO GONZÁLEZ

**ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN
ALPINA DE LA CUENCA DE
ALMAZÁN
(CORDILLERA IBÉRICA)**



TESIS DOCTORAL

ÁREA DE GEODINÁMICA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA
UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

S O R I A - 2 0 0 4

Digitalización Enrique García Garcés (2022)

2

Memoria presentada por Adolfo Maestro González para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas, realizada en el Departamento de Geología de la Universidad de Zaragoza, bajo la dirección del prof. Dr. Antonio M. Casas Sainz.

Zaragoza, Mayo de 1999

2

Es la Tierra de Soria árida y fría
por las colinas y sierras calvas,
verdes pradillos, cerros cenicientos;
la primavera pasa
dejando entre las hierbas olorosas
sus diminutas margaritas blancas.
La tierra no revive, el campo sueña.
Al empezar abril está nevada
la espalda del Moncayo;
el caminante lleva en su bufanda
envueltos cuello y boca, y los pastores
pasan cubiertos con sus luengas capas

¡Colinas plateadas,
grises alcores, cárdenas roquedas
por donde traza el Duero
su curva de ballesta
en torno a Soria, oscuros encinares,
ariscos pedregales, calvas sierras,
caminos blancos y álamos del río,
y tardes de Soria, mística y guerrera,
hoy siento por vosotros, en el fondo
del corazón tristeza,
tristeza que es amor! ¡Campos de Soria
donde parecen que las rocas sueñan,
conmigo vais! ¡Colinas plateadas,
grises alcores, cárdenas roquedas!...

Antonio Machado (1908 a 1912).
Campos de Soria.

2

*A Estefanía
y a mis Padres*

2

Presentación

En las últimas décadas se está produciendo en la sociedad un profundo interés por los temas relacionados con la naturaleza. La conservación del medio ambiente se ha convertido en uno de los caballos de batalla de todos los movimientos sociales contemporáneos y los medios de comunicación recogen constantemente informaciones sobre estudios sobre el Amazonas o la Antártida, sin embargo hay un gran desconocimiento de la situación de la naturaleza del entorno más cercano, donde los estudios técnicos quedan relegados al ámbito puramente científico y no trasciende al público, circunstancia que se agrava cuando el estudio no contiene revelaciones espectaculares o catastrofistas, que puedan generar controversias sensacionalistas.

Con la edición del presente libro, se quiere ofrecer a la sociedad soriana y a la comunidad científica una información básica para el conocimiento de una gran parte del espacio provincial. El estudio del Dr. Maestro González sobre la evolución geológica de la Cuenca de Almazán va a resultar un magnífico instrumento de trabajo para todos aquellos que se planteen realizar algún estudio científico sobre la zona; asimismo, será muy útil para las intervenciones que se lleven a cabo en el futuro sobre este territorio.

Además, es una satisfacción para la Diputación Provincial de Soria presentar públicamente un trabajo que fue premiado por esta Institución en la edición del año 2000 de su convocatoria de Premios de Investigación, con los que se apoya la labor de los jóvenes que inician su andadura investigadora con temas sorianos. Deseamos que la edición de este libro sirva de estímulo al trabajo que realizan, que resulta vital para el correcto desarrollo de nuestra sociedad.

Sfrén Martínez Izquierdo

Presidente de la Excm. Diputación Provincial de Soria

2

AGRADECIMIENTOS

Desde estas líneas intento demostrar mi agradecimiento a las personas que, de una forma u otra, han colaborado conmigo en la realización de este trabajo a lo largo del periodo 1992-1999, sin cuya participación éste no hubiera sido posible. Es muy probable que no aparezcan todos los implicados, así que pido disculpas de antemano a todos aquellos que se consideren injustamente omitidos.

Antonio M. Casas Sainz dirigió con gran dedicación esta Tesis Doctoral, supo animarme en los momentos críticos en donde los problemas parecían no tener solución, y ha conseguido dotar a estas páginas de cierta coherencia.

Andrés Pocoví Juan y José Luis Simón Gómez, me han proporcionado apoyo en todo momento, y fueron los que me introdujeron, durante la realización de la licenciatura, en el estimulante campo de la Geología Estructural.

Ángel Luis Cortés Gracia, compañero en numerosos proyectos de investigación, me brindó su ayuda en todo momento a lo largo de la elaboración de este trabajo.

Asunción Soriano Jiménez, colaboró en el tratamiento de la imagen satélite, y fue una buena compañera en la toma de datos de fracturación en los neógenos de la zona de estudio.

A todos los compañeros del Área de Geología Estructural del Departamento de Geología de la Universidad de Zaragoza, sobre todo a aquellos que colaboraron en la toma de datos y que colaboraron en diversos aspectos del trabajo y atendieron a todas mis consultas: Andrés Gil, Carlos Liesa, Luis Arlegui, Teresa Román y Ruth Soto. También queda un recuerdo entrañable de Elena Tirado, Cesar Laplana, José Manuel Lou, Raúl Elizalde, Carmen García Cuevas, Carmen Rey Moral que fueron excelentes compañeros de viaje en una buena parte de los recorridos geológicos por la Cuenca de Almazán.

Alfonso Muñoz Martín, Jorge Luis Giner Robles, y David Gómez Ortiz, y a los miembros de Área de Geología Estructural de la Universidad Complutense de Madrid, que me proporcionaron diversas ayudas metodológicas y discusiones sobre problemas relacionados con el análisis estructural a escala de afloramiento.

Wenceslao Rodríguez Gavela del Servicio de Hidrocarburos del Ministerio de Industria y Energía facilitó amablemente los perfiles sísmicos de la Cuenca de Almazán que se muestran en este trabajo.

María José Marín y María Pilar Sancho del Centro de Tratamiento Digital de Imágenes de la Universidad de Zaragoza desarrollaron el programa de exploración automática de los lineamientos digitalizados. Fernando Plo y Ana Cebrián Guajardo del Departamento de Matemáticas de la Universidad de Zaragoza asesoraron en la aplicación de los métodos estadísticos más adecuados en el tratamientos de los datos de fracturación y lineamientos.

A los miembros del Servicio de Reprografía de la Universidad de Zaragoza por su esmerado trabajo y siempre atento trato, y en especial a Elena Arbex, por su apoyo y amistad en todo momento y lugar.

Parte de los datos aportados en esta Tesis Doctoral ha sido ya publicados, y me parece apropiado agradecer a los revisores de estos trabajos cuyas aportaciones sirvieron para enriquecerlos y mejorarlos: F. Barrier, José P. Calvo Sorando, J. Cheeney, T. Engelder, Claudio Faccena, Mary Ford, Jesús Galindo, Joan Guimerà, Richard J. Lisle, Alberto Marcos, H. J. Melosh, Adolph Nicolas, J. F. Ritz, Carlos Sanz de Galdeano, Gerardo de Vicente, y otros que se mantuvieron en el anonimato.

Antonio Barnolas Cortina, Luis Somoza Losada y Inmaculada Gil Peña, compañeros del Instituto Tecnológico Geominero de España quienes me brindaron su ayuda durante mi estancia de becario en este organismo.

Francisco J. Hernández Molina, J. Tomás Vázquez y Estefanía Llave Barranco de la Facultad de Ciencias del Mar de la Universidad de Cádiz y Victor Díaz del Río Español del Instituto Español de Oceanografía por su amistad y por todo lo que me han enseñado en mi nueva andadura dentro del campo de la Geología Marina.

Juanjo (Pepe) Hernández y Javier Morén amigos de muchos años, muchas historias, en ellos he tenido siempre el apoyo que he necesitado en los momentos difíciles. A Elena Tirado Robles por estar conmigo, y por la ayuda que siempre ha estado dispuesta a prestarme cuando se la he requerido en la realización de este trabajo.

Por último, quiero expresar un agradecimiento especial a mis padres, Ana y Adolfo, tanto por la ayuda material como por el apoyo moral que me han ofrecido a lo largo de estos años y siempre, sin los cuales hubiera sido realmente imposible la consecución final de la Tesis Doctoral.

El estudio que aquí queda recogido ha sido financiado por los proyectos de investigación GEO91-0924, PB93-1218 y PB97-0997 de la CICYT; JOU2-CT94-0308, financiado por la Comisión Europea; y 221-85 de la Universidad de Zaragoza.

ÍNDICE

	<u>PÁGINA</u>
PRESENTACIÓN.....	13
<i>CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN</i>	23
1. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA GENERAL.....	24
2. CARÁCTERES GEOGRÁFICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	25
3. EL CONTEXTO GEOLÓGICO.....	27
3.1. LA CORDILLERA IBÉRICA.....	28
3.1.1. EL MACIZO DE CAMEROS.....	30
3.1.2. RAMAS ARAGONESA Y CASTELLANA.....	32
3.2. DEPRESIÓN DEL DUERO.....	32
4. CONTEXTO GEODINÁMICO Y CINEMÁTICO DE LA PLACA IBÉRICA DURANTE LA TECTOGÉNESIS ALPINA.....	34
5. ANTECEDENTES.....	39
5.1. ESTUDIOS ESTRATIGRÁFICOS.....	40
5.1.1. ESTRATIGRAFÍA DEL PALEOZOICO.....	40
5.1.2. ESTRATIGRAFÍA DEL TRIÁSICO.....	41
5.1.3. ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO.....	42
5.1.4. ESTRATIGRAFÍA DEL CRETÁCICO.....	43
5.1.5. ESTRATIGRAFÍA DEL TERCIARIO.....	45
5.2. ESTUDIOS PALEONTOLÓGICOS EN EL TERCIARIO DE LA CUENCA DE ALMAZÁN.....	46
5.3. ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS.....	47
5.4. ESTUDIOS PETROLÓGICOS.....	48
5.5. ESTUDIOS DE GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	48
5.5.1. ANÁLISIS MACROESTRUCTURAL.....	48
5.5.2. DETERMINACIÓN DE PALEOESFUERZOS.....	49
5.5.3. ANÁLISIS DE FRACTURACIÓN Y LINEAMIENTOS.....	50
5.5.4. ESTUDIOS GEOFÍSICOS.....	50

	<u>PÁGINA</u>
CAPÍTULO 2: ESTRATIGRAFÍA Y TECTÓNICA SINSEDIMENTARIA.....	51
1. PALEOZOICO	51
1.1. CÁMBRICO	52
1.2. ORDOVÍCICO	53
2. PÉRMICO	54
Contexto tectónico de las cuencas pérmicas.....	56
3. TRIÁSICO	59
3.1. FACIES BUNTSANDSTEIN.....	59
3.2. FACIES MUSCHELKALK.....	60
3.3. FACIES KEUPER.....	61
Paleogeografía y tectónica triásica.....	61
4. JURÁSICO MARINO	63
Tectónica jurásica.....	69
5. JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR.....	72
5.1. FACIES PURBECK-WEALD.....	72
Sector occidental	73
<i>Evolución tectónica del sector occidental</i>	75
Sector oriental	77
<i>Evolución tectónica del sector oriental</i>	78
<i>La Tectónica extensional de la Cuenca de Cameros</i>	79
5.2. FORMACIÓN DE UTRILLAS.....	80
Contexto tectónico durante el depósito de la Formación Utrillas.....	81
6. CRETÁCICO SUPERIOR.....	82
Contexto tectónico en la cuenca del Cretácico superior.....	88
7. TERCIARIO CONTINENTAL.....	90
7.1. PALEÓGENO.....	95
UTS A1.....	97
UTS A2.....	100
UTS A3.....	103
UTS A4.....	105

	<u>PÁGINA</u>
7.2. NEÓGENO HORIZONTAL.....	107
UTS V y VI.....	107
UTS VII y VIII.....	108
UTS IX.....	109
Contexto tectónico de la sedimentación terciaria.....	110
8. CUATERNARIO.....	113
 <i>CAPÍTULO 3: ESTRUCTURA DE LOS BORDES DE LA CUENCA DE ALMAZÁN</i>	
1. SECTOR SEPTENTRIONAL.....	117
1.1. SIERRA DE LA PICA.....	121
1.2. SECTOR DE OMEÑACA.....	124
1.3. LA SIERRA DE LAS MUÑECAS.....	126
1.4. GARRAY-SANTA ANA-LOS RÁBANOS.....	127
1.5. LA SIERRA DE SAN MARCOS.....	129
1.6. SECTORES DE LA CUENCA-LAS FRAGUAS Y CUEVAS DE SORIA- QUINTANA REDONDA.....	131
1.7. SAN LEONARDO DE YAGÜE-BURGO DE OSMA.....	133
2. LA RAMA ARAGONESA.....	139
2.1. SECTOR BOROBIA-CIRIA-TORRELAPAJA.....	141
2.2. ANTICLINAL DE CARDEJÓN.....	142
2.3. SECTOR ALTO DE LA CRUZ-BERDEJO.....	147
2.4. SECTOR EMBID DE ARIZA-TORRIJO DE LA CAÑADA.....	152
2.5. SECTOR ALHAMA DE ARAGÓN-ATECA.....	153
2.6. SECTOR DE NUÉVALOS-ALARBA.....	155
3. RAMA CASTELLANA.....	155
3.1. SECTOR RÍO MESA.....	156
3.2. BARRANCO DE LA HOZ.....	157
3.3. SECTOR DE ROMANILLOS DE MEDINACELI.....	159
3.4. SECTOR DE GORMAZ-GALVE DE SORBE.....	162

	<u>PÁGINA</u>
<i>CAPÍTULO 4: ESTRUCTURA PROFUNDA DE LA CUENCA. CINEMÁTICA Y MECANISMOS DE DEFORMACIÓN.....</i>	165
1 . ESTRUCTURA PROFUNDA DE LA CUENCA DE ALMAZÁN.....	165
2 . CINEMÁTICA Y MECANISMOS DE DEFORMACIÓN.....	172
2.1. IMPLICACIONES DE LA TECTÓNICA DE INVERSIÓN	172
2.1.1. CONTEXTO GEODINÁMICO DE LOS PROCESOS DE INVERSIÓN TECTÓNICA.....	173
2.1.2. INVERSIÓN DE LAS FALLAS NORMALES DEL MESOZOICO DE LA CUENCA DE ALMAZÁN.....	176
2.2. MONOCLINALES DE ZÓCALO	177
2.2.1. ESTRUCTURA DEL MONOCLINAL DE ALMAZÁN	180
2.2.2. MECANISMOS DE FORMACIÓN DEL MONOCLINAL DE ALMAZÁN.....	181
2.3. REACTIVACIÓN DE PLIEGUES HERCÍNICOS	185
2.3.1. MECANISMOS DE REAPRETAMIENTO DE PLIEGUES EN EL BASAMENTO POR CIZALLA PARALELA A LAS CAPAS.....	187
2.3.2. REACTIVACIÓN DE LOS PLIEGUES HERCÍNICOS DE LA RAMA ARAGONESA Y EL SECTOR NORTE DE LA CUENCA DE ALMAZÁN.....	190
3 . RELACIONES TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN.....	194
4 . EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE ALMAZÁN A PARTIR DE LOS DATOS MACROESTRUCTURALES.....	197
<i>CAPÍTULO 5: DETERMINACIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS TERCIARIO</i>	<i>207</i>
1. INTRODUCCIÓN AL ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS FRÁGILES.....	207
1.1. METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS DE DIACLASAS.....	208
1.2. ANÁLISIS DE PICOS ESTILOLÍTICOS Y GRIETAS DE EXTENSIÓN...	214
1.3. ANÁLISIS DE CANTOS IMPRESOS.....	214
1.4. ANÁLISIS DE POBLACIONES DE FALLAS.....	220
1.4.1. ÍNDICE DE CALIDAD PARA LA EVALUACIÓN DE TENSORES DE ESFUERZOS.....	227
Criterios generales para el diseño del IQ.....	230

	<u>PÁGINA</u>
Criterios para el diseño de cada factor. Discusión.....	230
Valoración del IQ.....	233
2. DESCRIPCIÓN DE LOS RESULTADOS DEL ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL.....	233
2.1. SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA DE ALMAZÁN.....	244
2.2. RAMA ARAGONESA.....	248
2.3. RAMA CASTELLANA.....	254
2.4. SECTOR OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE ALMAZÁN.....	257
3. RESUMEN DE LOS ESTADOS DE ESFUERZOS.....	259
4. EDAD DE LOS ESTADOS DE ESFUERZOS Y RELACIONES CON LA MACROESTRUCTURA.....	269
4.1. PALEOESFUERZOS Y EDAD DE LOS MATERIALES.....	269
4.2. RELACIÓN DE LAS DIRECCIONES DE ESFUERZOS CON LOS PLIEGUES.....	274
4.3. CRONOLOGÍA RELATIVA DE LOS TENSORES DE ESFUERZOS.....	277
4.3.1. SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA DE ALMAZÁN.....	277
4.3.2. RAMA ARAGONESA.....	280
4.3.3. RAMA CASTELLANA.....	281
4.3.4. SECTOR OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE ALMAZÁN.....	282
5. EL MODELO DEL CAMPO DE ESFUERZOS TERCIARIO EN LA CUENCA DE ALMAZÁN.....	283
5.1. EL CAMPO DE ESFUERZOS PALEÓGENO.....	284
5.2. EL CAMPO NEÓGENO Y RECIENTE.....	287
6. RELACIÓN DEL ESTADO DE ESFUERZOS DURANTE EL TERCIARIO EN LA CUENCA DE ALMAZÁN CON LOS ESTADOS DE ESFUERZOS OBTENIDOS POR OTROS AUTORES EN LA CORDILLERA IBÉRICA.....	290
6.1. ETAPA PALEÓGENO-MIOCENO INFERIOR.....	293
6.2. ETAPA MIOCENO-PLIOCENO.....	295
CAPÍTULO 6: ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN.....	301
1. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO DE LA FRACTURACIÓN.....	301
1.1. EL ANÁLISIS DE ORIENTACIONES.....	302
1.2. EL ESPACIADO DE LAS FRACTURAS.....	304

2. ANÁLISIS DE LAS ORIENTACIONES DE FRACTURACIÓN EN LA CUENCA DE ALMAZÁN.....	306
2.1. ANÁLISIS DE FRACTURACIÓN EN MATERIALES PLEGADOS.....	310
2.1.1. SECTOR SEPTENTRIONAL.....	310
2.1.2. RAMA ARAGONESA.....	312
2.1.3. RAMA CASTELLANA.....	324
2.1.4. SECTOR OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE ALMAZÁN.....	325
2.2. RELACIONES DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS CON PLIEGUES Y EL CAMPO DE ESFUERZOS.....	326
2.3. ANÁLISIS DE FRACTURACIÓN EN MATERIALES HORIZONTALES...	332
2.3.1. METODOLOGÍA DEL TRATAMIENTO DE IMÁGENES SATÉLITE PARA LA CARTOGRAFÍA Y ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE LINEAMIENTOS.....	333
Elaboración de la cartografía de lineamientos.....	333
Análisis cuantitativo de los lineamientos.....	336
2.3.2. RESULTADOS OBTENIDOS DEL ANÁLISIS DE LOS LINEAMIENTOS.....	337
2.3.3. VARIACIÓN ESPACIAL Y DENSIDAD DE LINEAMIENTOS.....	340
2.3.4. FRACTURACIÓN A ESCALA DE AFLORAMIENTO.....	346
2.3.5. COMPARACIÓN ENTRE LINEAMIENTOS Y FRACTURACIÓN.....	348
2.3.6. EL ORIGEN DE LA FRACTURACIÓN NEÓGENA EN LA CUENCA DE ALMAZÁN.....	354
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES.....	359
CAPÍTULO 8: BIBLIOGRAFÍA.....	363

INTRODUCCIÓN

1

El presente estudio se ocupa de la evolución de la Cuenca de Almazán durante la compresión terciaria y la incidencia que las estructuras previas, paleozoicas y mesozoicas, han tenido en la posterior reestructuración del área de estudio durante la tectogénesis alpina.

La Cuenca de Almazán es una depresión terciaria de origen tectónico. Está limitada al sur por la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica; al este por la Rama Aragonesa; al norte por las Sierras de Cameros; y al oeste, por la Cuenca del Duero. Desde el punto de vista administrativo se localiza entre las provincias de Soria y Zaragoza. Para comodidad de estudio se ha establecido un límite entre las Cuencas del Duero y Almazán de carácter puramente geográfico, determinado por los cursos del Río Ucero y del Río Caracena en las márgenes derecha e izquierda respectivamente del río Duero, y por las localidades de San Leonardo de Yagüe, Burgo de Osma y Caracena, de norte a sur.

En este trabajo se aborda el estudio de la Cuenca de Almazán desde el punto de vista estructural, desde la escala de los grandes accidentes de varios kilómetros de continuidad hasta estructuras de tamaño métrico a decimétrico. La utilización del término "macroestructura" en los trabajos de geología no presenta ningún tipo de problemas, y se refiere a estructuras cartografiables con dimensiones de escala hectométrica a kilométrica, capaces de ser observadas en fotografía aérea escala 1:33.000 e incluso en imágenes de satélite. Sin embargo, para denominar las estructuras de menor escala, tales como fallas, diaclasas, grietas de extensión, con dimensiones centimétricas a métricas, e incluso los picos estilolíticos, se han empleado diversos términos, siendo los más generalizados los de "microestructuras" (Arthaud, 1969; Carey, 1976; Mattauer, 1976; Simón, 1984; Hancock, 1985; Casas Sainz, 1985, 1990; Liesa, 1993) y "mesoestructuras" (Eyal y Reches, 1983; Guimerà, 1988; Maestro, 1994). Puesto que creemos conveniente diferenciar estas estructuras observables a escala de afloramiento, de aquellas que se observan utilizando técnicas microscópicas utilizaremos el término de "mesoestructuras"

El plan de exposición de la memoria consta de seis capítulos. El primero es introductorio a los caracteres geológicos de la zona analizada. El

segundo trata además de la estratigrafía, el contexto tectónico de la sedimentación de los distintos materiales. En los cuatro restantes se ha procedido a abodar los temas de la geometría en superficie y en profundidad y cinemática de las estructuras, la determinación del campo de esfuerzos y el análisis de fracturación. Todos ellos se han enfocado de un modo independiente, obteniéndose a partir de los datos expuestos conclusiones e interpretaciones, que, en la medida de lo posible, se han intentado interrelacionar para establecer unas pautas de evolución conjunta de las distintas estructuras estudiadas a diferentes escalas.

1. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA GENERAL

Los objetivos que nos hemos planteado en el presente trabajo son:

-Caracterizar la estructura de la Cuenca de Almazán, así como de sus zonas de contacto con las ramas Aragonesa y Castellana de la Cordillera Ibérica y con el frente sur de las Sierras de Cameros. Para llevar a cabo este objetivo se han aprovechado los datos de las cartografías geológicas existentes, procedentes fundamentalmente de los mapas geológicos de escala 1: 50.000 de la serie MAGNA elaborada por el ITGE. Se han aportado nuevos datos a partir del trabajo de campo y la interpretación fotogeológica, que han permitido la realización de cartografías de detalle en las áreas más interesantes. El conjunto de los datos sintetizados y obtenidos por nosotros aparece reflejado en cartografías parciales en el capítulo 3 de este trabajo.

-Reconocer e interpretar el diseño en profundidad de las estructuras de la cuenca a partir de perfiles sísmicos de la zona realizados por Shell a finales de los años setenta y principios de los ochenta. La elaboración de los cortes geológicos se ha realizado a partir de los datos proporcionados por estos perfiles y datos de superficie. Estos cortes se han realizado originariamente a escala 1:50.000.

-Reconstruir el campo o campos de esfuerzos existentes en la región durante la compresión alpina. El primer paso para ello es inferir, mediante los métodos de análisis estructural frágil, los estados de esfuerzo en diversas estaciones repartidas por los materiales terciarios de la Cuenca de Almazán, así como en los materiales mesozoicos de los bordes de la cuenca. El análisis de las mesoestructuras frágiles se ha realizado mediante: 1) métodos estadísticos en el estudio de diaclasas, juntas esti-

líticas y juntas de extensión; y 2) el método geométrico de los Diedros Rectos y los métodos basados en la ecuación de Bott (1959) (Diagramas y-R y Método de Etchecopar), para las fallas. La utilización de esta metodología se discutirá en el capítulo 5. Además, para reconstruir este campo de esfuerzos hay que determinar cuándo y cómo aparecieron los esfuerzos que formaron las mesoestructuras frágiles, si éstos son primarios o secundarios y qué accidentes han sido la causa de sus posibles desviaciones.

-Describir y caracterizar las deformaciones ocurridas a partir del Mioceno superior, y determinar a partir del análisis de estructuras frágiles el **campo de esfuerzos reciente**.

-Realizar el **análisis de las orientaciones de la fracturación** a escala mesoestructural y macroestructural en la cuenca, estudiando su distribución espacial y sus variaciones en la horizontal, su relación con las macroestructuras, y con las direcciones de compresión obtenidas del análisis de las estructuras frágiles.

-Por último, intentaremos inscribir nuestro modelo de campos de esfuerzo dentro de la **evolución alpina de la Cadena Ibérica**.

2. CARACTERES GEOGRÁFICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área estudiada se caracteriza por ser una zona alta y despejada que se desarrolla, en general, en torno a los 1000 metros de altitud sobre el nivel del mar. Está rodeada, de manera continua, por un cinturón más elevado formado por las unidades montañosas de las Sierras de Cameros al norte, donde destacan los Picos de Urbión (2252 m.s.n.m.), la Sierra Cebollera (2130 m.s.n.m.), Sierra del Madero, Sierra del Toranzo y Sierra del Tablado con alturas comprendidas entre los 1400 a los 1600 m.s.n.m., hasta alcanzar las estribaciones de la Sierra del Moncayo (2316 m.s.n.m.). A partir de este punto las sierras que limitan la cuenca al este se alinean según una directriz NO-SE, constituyendo el borde occidental de la Rama Aragonesa, donde, en este sector, destaca como relieve más importante el Alto de la Cruz (1313 m.s.n.m.), en las proximidades de Deza. La alta cuenca del río Jalón, al sur, separa la Rama Castellana de la Aragonesa. En este sector destacan las alturas topográficas de los Altos de Barahona, con aproximadamente 1100 m.s.n.m., y la Sierra de Ayllón (1680 m.s.n.m.) (Fig. 1.1).

Por la Cuenca de Almazán discurre el Río Duero, caracterizado por un curso sinuoso, que desde su nacimiento, en los Picos de Urbión¹, se dirige hacia el este, acomodándose a las estructuras del borde meridional de la Sierra de Cameros. Desde Soria el Duero prosigue en dirección sur hasta Almazán recibiendo por la izquierda escorrentías que bajan de las sierras del Madero y del Moncayo. Gira hacia el oeste en las proximidades de la localidad de Almazán, recorriendo luego la Cuenca en dirección E-O. En todo el tramo soriano de la Canal de Almazán el Duero discurre bastante próximo a las sierras, en particular a las que forman por el sur el entronque del Sistema Central con la Cordillera Ibérica. Por ello los afluentes que recibe son cortos y de caudales reducidos. Sus afluentes más importantes son los ríos Rituerto, Morón, Torete, Escalote, Talegonos y Caracena-Tielmes por la margen izquierda, y los ríos Izanza, Sequillo, Ucero, Abión y Madre por la margen derecha. En el borde sur de la Cuenca de Almazán es el río Jalón² la arteria principal que atraviesa la cuenca en dirección este, y sirve de comunicación entre la Meseta y Aragón. Sus principales afluentes en esta zona son los ríos Henar y Manubles.

La aspereza del clima y lo abrupto del relieve en las zonas más elevadas, situadas en la Sierra de Cameros y en la Cordillera Ibérica, conduce a un proceso de desertización creciente, con pueblos totalmente abandonados o con muy pocos vecinos y de edad avanzada. La provincia de Soria presenta una población de 90.954 habitantes, con tan sólo 8,8 habitantes por kilómetro cuadrado (I.N.E. 1-enero-2003). Son zonas con agricultura de subsistencia en la mayoría de los casos. Únicamente en la parte central, en el área de influencia de Gómara y de Almazán, existe una agricultura cerealista de tipo extensivo con buenos rendimientos económicos, completada con una ganadería lanar nada despreciable y cuyo futuro podría ser más halagüeño dada la calidad de sus productos. La localidad más importante es Soria, capital de la provincia, con 36.768 habitantes (Padrón Municipal 31-XII-2003), aunque destacan también las poblaciones de Burgo de Osma, Berlanga de Duero, Almazán, Arcos de Jalón y Alhama de Aragón, de las cuales, la mayoría no superan los 5000 habitantes.

1 El topónimo, de raíz vasca, parece que en su origen significó dos (bi) aguas (ur) refiriéndose al carácter que tiene la sierra de divisoria hídrica entre las dos grandes cuencas del Duero y del Ebro (Moralejo, 1978).

2 El río Jalón es un río remontante, que partiendo del valle del Ebro, logró atravesar la Ibérica oriental y captar las aguas de la depresión de Calatayud. Continuando el proceso-el Ebro en su valle medio está unos ochocientos metros más bajo que el Duero en Soria-según también las sierras occidentales, y por Alhama de Aragón se introdujo en la Cuenca del Duero, llegando a drenar parte de la depresión de Almazán (Sáenz Ridruejo y Arenillas, 1987).

al norte y este, donde afloran los materiales paleógenos. Aquí se observan predominantemente pliegues continuos, de hasta 15 kilómetros de longitud, que de oeste a este cambian su orientación, pasando de NE-SO a E-O y NO-SE. Hacia el sur y oeste de la cuenca el buzamiento de las capas se atenúa rápidamente, presentándose los materiales neógenos horizontales. Los diferentes estudios geofísicos realizados en ella (ITGE, 1990) muestran una marcada asimetría que se refleja en un mayor hundimiento hacia la zona central y sureste de la cuenca, así como la disposición de los elementos terciarios acuñándose hacia el sur.

3.1. LA CORDILLERA IBÉRICA

Durante el ciclo alpino la Cordillera Ibérica se comportó como una cadena con tres unidades estructurales claramente diferenciadas en la vertical: el zócalo, compuesto por un basamento deformado durante las etapas hercínicas y un tegumento de materiales del Pérmico y Triásico inferior y medio, un nivel de despegue, formado por las facies evaporíticas del Triásico medio y superior, y la cobertera jurásico-cretácica y terciaria.

El zócalo, con unidades que van desde el Precámbrico hasta el Carbonífero, está formado fundamentalmente por cuarcitas y pizarras, con algunos niveles carbonatados de importante extensión lateral. Constituye parte de la zona Asturoccidental-Leonesa, aunque algunos sectores podrían corresponder a la zona Cantábrica (Carls, 1983). Las principales estructuras hercínicas son cabalgamientos y pliegues de dirección N-S a NNO-SSE con vergencia E, asociados en algunos casos a esquistosidad de plano axial bien desarrollada. Hacia la parte noroccidental de la Cordillera Ibérica (Sierra de la Demanda), las estructuras hercínicas pasan a tener dirección E-O y vergencia norte. Éstas conectarían, a través del zócalo de la Cuenca del Duero, con las últimas estructuras aflorantes de la zona Asturoccidental-leonesa (Julivert *et al.*, 1972).

Las grandes fallas tardihercínicas de la Cordillera Ibérica presentan dos máximos de orientación: NO-SE y NE-SO (Alvaro *et al.*, 1979). A pesar de su extraordinaria continuidad (en algunos casos de varios cientos de kilómetros, según los autores citados), las fallas tardihercínicas aflorantes dan lugar a desplazamientos de escasa entidad de las unidades mesozoicas y terciarias. En algunos casos su movimiento fue únicamente extensional, formando diques con mineralizaciones asociadas (Pocoví *et al.*, 1990).

El zócalo hercínico de la Cordillera Ibérica aparece involucrado en las etapas de deformación durante el ciclo alpino. Durante las etapas extensionales las fallas normales dominantes corresponden, en buena parte de los casos, a fracturas tardihercínicas o líneas estructurales hercínicas (cabalgamientos u orientación preferente de esquistosidad). Algunos autores (Guimerà y Alvaro, 1990) consideran además la posibilidad de despegues intracorticales de bajo ángulo que canalizarían la deformación. Durante la compresión terciaria el zócalo se deformó i) mediante pliegues de gran radio (Viallard, 1983, Liesa y Casas, 1994), ii) a favor de las propias fallas tardihercínicas (fundamentalmente las de orientación NO-SE, que jugaron como desgarres diestros, Colomer, 1987, Guimerà, 1988, Calvo, 1993), o iii) cabalgamientos de bajo ángulo que cortan estructuras previas (Guimerà y Alvaro, 1990, Casas Sainz, 1990, 1993, Liesa y Casas, 1994). La deformación alpina del zócalo puede reconstruirse a partir de la geometría de las unidades basales del Triásico (facies Buntsandstein), que se deforman solidariamente con él, o de las unidades jurásicas allí donde no existe nivel de despegue.

La deformación de la cobertera sedimentaria mesozoica durante la compresión terciaria sigue un modelo de *thin-skin tectonics* en buena parte de la cadena (Alvaro, 1991, Guimerà y Alvaro, 1990). La distribución de la deformación compresiva es bastante desigual, y con direcciones de acortamiento que cambian en distintos puntos. Así, en las proximidades del límite con la Cuenca del Ebro aparecen acortamientos importantes (de hasta 25 kilómetros) asociados a láminas cabalgantes (Camerós-Demanda, Moncayo, Zona de Enlace). En el sector correspondiente a la Rama Aragonesa la deformación asociada a la compresión terciaria es más bien de tipo transpresivo, con desgarres de dirección NO-SE (Colomer, 1987, Calvo, 1993, Casas *et al.*, 1998). Hacia la Serranía de Cuenca y Sierra de Altomira las direcciones de acortamiento tienden a E-O, con pliegues de gran continuidad longitudinal (Muñoz Martín, 1993).

A partir del Mioceno inferior, se instala un régimen extensional en el este de la Península. En la Cordillera Ibérica se originan fallas normales y fosas tectónicas. Unas siguen la dirección dominante de la cadena y aprovechan estructuras de zócalo preexistentes NO-SE (fosa de Calatayud). Otras, las más orientales, siguen la directriz "mediterránea" NNE-SSO (depresión de Alfabra-Teruel-Mira y sistema de fosas del Maestrazgo oriental). Todas ellas comenzaron a desarrollarse en el Mioceno, tuvieron un periodo de intensa actividad en el Plioceno superior (Simón, 1984) y han sufrido reactivaciones en casi todos los sectores hasta el Pleistoceno infe-

rior-medio. El campo de esfuerzos, que durante el Mioceno parece tener una dirección de extensión más o menos definida entre E y ESE, evoluciona en el Plioceno y Cuaternario hacia un régimen de extensión multidireccional (Simón, 1989b). No obstante, el mantenimiento de un campo compresivo intraplaca en dirección N-S a NNO-SSE, promovido por la convergencia entre África e Iberia y que en la parte oriental de la Península se superpone al campo extensional radial, hace que la dirección de σ_3 permanezca en torno a E-O (Simón, 1989b).

Pasaremos a continuación a describir los caracteres geológicos del área estudiada. Las unidades geográficas que se han definido en el apartado anterior constituyen también entidades individualizadas desde el punto de vista geológico: el Macizo de Cameros, la Rama Aragonesa, la Rama Castellana, y la Depresión del Duero (Fig. 1.2).

3.1.1. EL MACIZO DE CAMEROS

La Sierra de Cameros está situada en el sector NO de la Cadena Ibérica. Está formada fundamentalmente por rocas mesozoicas, de carácter continental y de edad Jurásico terminal-Cretácico inferior, depositadas en un régimen distensivo. Está flanqueada por dos macizos en los que afloran rocas paleozoicas: la Demanda, al oeste y el Moncayo, al este, y por dos cuencas molásicas terciarias: el Ebro, hacia el norte, y Almazán, hacia el sur. De acuerdo con sus características sedimentarias y estructurales, se suele dividir el macizo de Cameros en dos sectores (Tischer, 1966, Salomon, 1980, Guiraud, 1983, Clemente y Pérez-Arlucea, 1993, Mas *et al.*, 1993): 1) el sector occidental, donde la potencia de sedimentos mesozoicos supera los 2000 metros, cuya estructura la definen pliegues y cabalgamientos de dirección ONO-ESE, con vergencia sur y 2) el sector oriental, donde las unidades mesozoicas alcanzan los 9000 metros de espesor, y forman grandes pliegues de orientación E-O a NO-SE. En este sector oriental aparece un metamorfismo térmico de grado bajo a muy bajo y edad cretácica (Guiraud, 1983) y esquistosidad ligada a una etapa de acortamiento temprana, anterior al pico térmico del metamorfismo (Casas y Gil, 1996).

El límite norte de la Sierra de Cameros es un cabalgamiento de dirección E-O vergente al norte con un desplazamiento horizontal de unos 25 kilómetros y vertical de 4-6 kilómetros (Casas Sainz, 1993; Muñoz-

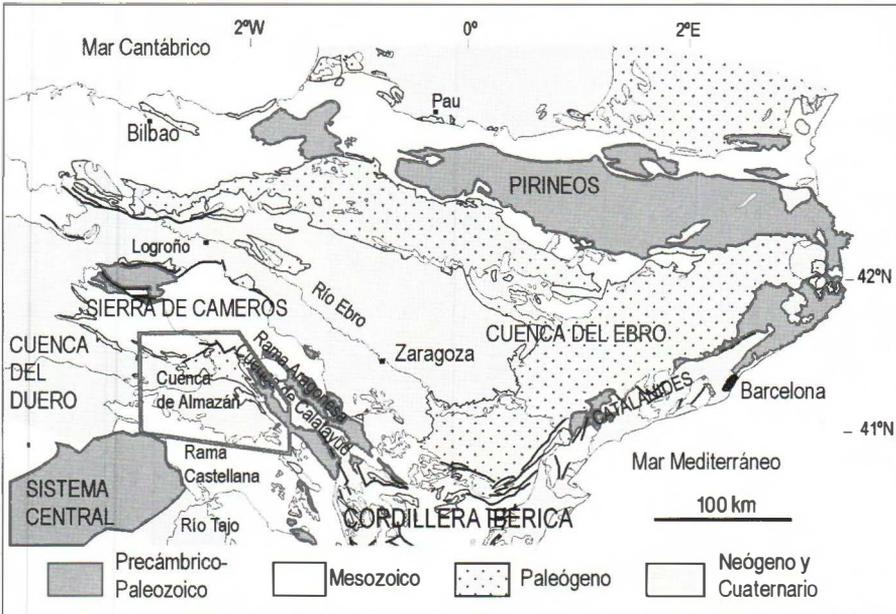


Figura 1.2. Situación geológica del área estudiada.

Jiménez y Casas-Sainz, 1998). El borde sur del macizo está formado por cabalgamientos vergentes al sur cuyas direcciones varían de NO-SE a NE-SO; sus desplazamientos son mucho menores, en torno a 5 kilómetros (Platt, 1990, Maestro, 1994, Mas *et al.*, 1993; Guimerà *et al.*, 1995). El interior del macizo es una zona relativamente poco deformada, entre la que destacan pliegues de grandes dimensiones que definen la geometría en superficie de todo este sector.

En las proximidades del contacto de la sierra con la Cuenca de Almazán se observa la existencia de un borde cabalgante de dirección predominantemente E-O, que hacia el este toma dirección ibérica y hacia el oeste presenta direcciones NE-SO (Falla de San Marcos) y NO-SE (Falla de San Leonardo, Morillo y Meléndez, 1972; Salomón, 1982a; Platt, 1990). La traza de este cabalgamiento está desplazada en algunas zonas por la presencia de fallas direccionales, de dirección NNO-SSE, con sentido de movimiento aparentemente dextral (Falla de Ocenilla, de Clemente y Alonso, 1990; y Falla de Fuensaúco, de Navarro, 1991). Los materiales terciarios del borde de la cuenca se apoyan discordantes sobre los depósitos cretácicos, salvo en el contacto con la Sierra de San Marcos-Cuevas de Soria, donde son cabalgados por materiales del Cretácico superior.

3.1.2. RAMAS ARAGONESA Y CASTELLANA

La Rama Aragonesa está constituida por los dos grandes afloramientos de materiales paleozoicos, de orientación NO-SE, con dimensiones aproximadas de 150x10 kilómetros para el macizo nororiental y 100x10 kilómetros para el suroccidental, separados en la mayor parte de su trazado por los sedimentos neógenos de la Cuenca de Calatayud. Esta directriz viene condicionada por la anisotropía del basamento paleozoico, que tiene su origen en la tectónica hercínica que da lugar, en este sector, a una estructuración de dirección NO-SE. Localmente la cobertera mesozoica presenta pliegues de dirección aproximada E-O (Cortés, 1994). La deformación de la Rama Aragonesa se produjo a lo largo de dos fases principales: una fase pre-stampiense (Riba *et al.*, 1973; Pardo y Villena, 1981) y otra post-stampiense-premiocena, la más importante. La serie estratigráfica de la zona de estudio está compuesta por (Lendínez *et al.*, 1991): 1) Cámbrico inferior-Ordovícico, fundamentalmente cuarcitas y pizarras, con una potencia total que supera los 7000 metros. 2) Triásico en facies germánica, con potencia conjunta inferior a los 200 metros; Jurásico marino y Cretácico inferior (facies Weald) que desaparecen hacia el SE, Fm. Utrillas, con un espesor máximo de 200 metros; y Cretácico superior carbonatado, con 200-400 metros de potencia.

La Rama Castellana está constituida fundamentalmente por materiales de edad mesozoica. Los afloramientos del Triásico muestran un espesor total de 300 metros y están formados por arenas y conglomerados en la base (facies Buntsandstein), calizas y dolomías en la parte central de la serie (Muschelkalk) y arcillas y yesos en la parte superior (facies Keuper). El Jurásico se compone de calizas fosilíferas, dolomías y margas, con un espesor de 350 metros (Goy *et al.*, 1976; Goy y Suárez Vega, 1983). Las arenas del Albiense y las calizas del Cretácico Superior presentan un espesor total de aproximadamente 500 metros. Las principales estructuras compresionales están relacionadas con el acortamiento Terciario, y aparecen pliegues de gran escala (longitud de onda mayor a 10 kilómetros) con direcciones E-O a NE-SO y pliegues de menor escala (longitud de onda de aproximadamente un kilómetro) con direcciones de NE-SO y NO-SE. Estos pliegues menores están probablemente relacionados con la reactivación e inversión de fallas normales mesozoicas.

3.2. DEPRESIÓN DEL DUERO

La geometría de la Cuenca del Duero es asimétrica, debido al diferente comportamiento de sus bordes (Alonso *et al.*, 1983). Los márgenes

sur y oeste experimentaron subsidencia a favor de sistemas de fallas, que produjeron un escalonamiento de los bloques, mientras que los bordes norte y este son fracturas de gran salto. En consecuencia el fondo de la Cuenca se hunde progresivamente hacia el norte y este, donde se registran los mayores potencias, tal como muestra los mapas de isobatas (Alonso *et al.*, 1983). Hacia el este, la base del Terciario se encuentra 2500 metros más profunda que en la parte occidental de la cuenca. La actividad tectónica del borde norte ha dado lugar a acumulaciones de hasta 3000 metros de sedimentos implicados en discordancias progresivas. La historia del relleno (Jiménez *et al.*, 1983, Corrochano y Carballeira, 1983; Pol y Carballeira, 1983) comienza en el Paleógeno, con ambientes de depósito que rebasaron ampliamente los límites de la sedimentación cretácica por el oeste. La cuenca estaba probablemente dividida en subcuencas que a lo largo de la evolución sedimentaria posterior se unieron formando una cuenca única, que actualmente tiene una extensión aproximada de 55000 km². Se ha dividido el registro sedimentario de la cuenca en tres Complejos Tectosedimentarios (CTS) (Santisteban *et al.*, 1996), compuestas por varias unidades tectosedimentarias (UTS en sentido de Garrido-Megías, 1982). Cada uno de estos tres complejos se relaciona con un estadio evolutivo de la cuenca (Fig. 1.3):

-CTS A, también denominado Complejo Preorogénico, de edad Cretácico superior-Paleoceno. Esta unidad se caracteriza por la existencia de depósitos siliciclásticos, carbonatados y evaporíticos en secuencias granodecrecientes. Aflora localmente en las proximidades de los bordes de la cuenca. Se han observado afloramientos de materiales de este complejo en los bloques inferiores de los cabalgamientos que limitan la cuenca en algunos puntos (Cuencas Gallegas y Sistema Central, Martín-Serrano *et al.*, 1996a, b). Los depósitos de la CTS A se disponen normalmente en continuidad estratigráfica con los del Cretácico superior en los bordes norte, este y sureste. En otros puntos se apoya en disconformidad sobre un delgado perfil laterítico que afecta al basamento paleozoico (bordes oeste y suroeste). El depósito de los sedimentos que constituyen esta CTS se interpretan como de medios terrestre al oeste a medios marinos al este, manteniéndose el modelo paleogeográfico del Mesozoico superior.

-CTS B, llamado también Complejo Sinorogénico. Se le ha asignado una edad Eoceno-Oligoceno. Consiste fundamentalmente en sedimentos siliciclásticos y escasos depósitos carbonatados (excepto en la Cuenca de Almazán donde los carbonatos alcanzan potencias considerables) que se disponen en secuencias granocrecientes. Los depósitos de este complejo se disponen orlando los bordes de la cuenca en disconformidad tanto

CTS	EDAD	BORDE NORTE	BORDE ESTE		CUENCA DE ALMAZÁN		BORDE SUR		SW DUERO	CENTRO CUENCA			
		1	2	3	4	5	6	7	8	9			
C	PALEOGENO	Plioceno-Vallesiese	Sistemas de Barrillos Vidones, Cegoñal, Guardo, silíceo de Aviñante y Cantoral	segundo ciclo	Sistemas superior de Nebrada, Retuerta y Cuevaburgos	Grupo Jaldón	UTST5	Series Ocreas	Series Ocreas	UTSN5 UTSN4 UTSN3 UTSN2			
		Astaraciense	Sistemas de Modino, Omitana de la Peña, Puente Almuey, poligénico de Aviñante, superior de Cuevas y superior de Candanedo		UTST6						UTST4		
		Ageniense-Orleaniense			UTST5						Series Rojas	Series Rojas	UTSN1
B	NEOGENO	Oligoceno	Sistemas inferior de Cuevas y inferior de Candanedo	primer ciclo	Sistemas inferior de Nebrada e inferior de Covarrubias	Grupo Henar	UTST2	Sedimentos polimicticos	Series Rojas	UTSP3			
		Eoceno superior	Complejo superior de Vegaquemada								UTST4	UTST3	UTST1
		Eoceno medio									UTST2	--?--	UTSP2
		Eoceno inferior									Sistemas del Río Arriaza		UTSP1
A	CRETACICO	Paleoceno	Complejo inferior de Vegaquemada		UTST1 I		Sedimentos silicásticos	Gravas silíceas, arenas y arcillas	UTSMC				

Figura 1.3. Tentativa de correlación de las unidades terciarias de la cuenca del Duero realizada por Santisteban et al. (1996a) a partir de la reinterpretación de los datos de otros autores: 1. Colmenero et al. (1982); 2. García Ramos et al. (1982); 3. Pol y Carballeira (1982); 4. Pol y Carballeira (1986); 5. Bond (1996); 6. Del Olmo y Martínez-Salanova (1989); 7. Martín-Serrano y Del Olmo (1990); 8. Martín-Serrano (1988); Santisteban et al. (1996b); Mediavilla et al. (1996).

sobre los materiales de la CTS A como de los depósitos pre-terciarios. Está subdividido en varias Unidades Tectosedimentarias (UTS), limitadas por discordancias. La mayoría de los sedimentos corresponden a depósitos de carácter continental (abanicos aluviales y depósitos fluviales).

-CTS C, o Complejo Postorogénico (que no implica actividad tectónica nula), de edad comprendida entre el Mioceno a la actualidad. Está constituido por una serie de depósitos siliciclásticos, carbonatados y evaporíticos dispuestos en secuencia granodecreciente. Se localiza fundamentalmente en la zona central y noroeste de la cuenca recubriendo los complejos anteriores. La CTS C consta de varias UTSS la cuales progresivamente se disponen en *onlap* sobre las unidades preexistentes y los bordes.

4. CONTEXTO GEODINÁMICO Y CINEMÁTICO DE LA PLACA IBÉRICA DURANTE LA TECTOGENESIS ALPINA

En este apartado desarrollaremos la evolución de la placa Ibérica dentro del marco de la deriva continental. Con ello se pretende englobar la evolución de la Cuenca de Almazán dentro de un contexto geodinámico y

cinemático más amplio que el meramente restringido a su entorno. Para conseguirlo es necesario recurrir a la descripción de la evolución de Iberia en el intervalo temporal que comprende la tectogénesis alpina, desde el Cretácico superior hasta el Mioceno superior.

En el Aptiense comienza el fenómeno de expansión de fondo oceánico del actual Golfo de Vizcaya, produciéndose la rotación en sentido anti-horario de la Península Ibérica que se separa del margen Armórico (Olivet *et al.*, 1982, 1984). Este movimiento, que se prolongó hasta el Campaniense, unido a la apertura del Atlántico Norte, fue acompañado de una cizalla trastensional con sentido de movimiento sinistrósum en el dominio Cántabro y Pirenaico (Choukroune y Mattauer, 1978; Dubois y Séquin, 1978; Brunet, 1984). El límite sur de la placa Ibérica está en estos momentos constituido por las zonas de fracturas de Azores y Alborán. Durante este intervalo de tiempo la placa ocupa una posición intermedia entre las placas Euroasiática y Africana (Fig. 1.4A).

Durante el Cenomaniense al Santoniense, la mayor parte del este de Ibérica está ocupada por una extensa plataforma carbonatada. Es al final de este periodo cuando se comienzan a producir importantes deformaciones a lo largo de los márgenes del Bloque de Alborán dentro de un contexto transpresivo (Wildi, 1983; Vegas y Banda, 1983) como consecuencia de la deriva de África hacia el norte, que a su vez es responsable de la convergencia y colisión de las placas Ibérica y Europea y la reactivación de las fracturas del SO de Portugal. En este marco es de destacar que las primeras evidencias de deformaciones compresivas en el dominio Cántabro son contemporáneas con las fases de expansión del Golfo de Vizcaya. La finalización de esta etapa de expansión es una consecuencia del movimiento convergente entre África y Europa. Por lo tanto, la génesis del Golfo de Vizcaya no estaba directamente asociado con el ascenso de una célula convectiva astenosférica, sino más bien lo contrario, la corriente convectiva astenosférica fue inducida por la translación oblicua y rotación de Iberia hacia el margen meridional europeo. Este movimiento de la placa fue presumiblemente dirigido por la apertura del Atlántico Norte, el cual sí que estaba asociado directamente a una corriente ascendente astenosférica (Ziegler, 1988a).

En los Pirineos Orientales y en el dominio Cántabro se comienzan a evidenciar las primeras etapas de compresión durante el Santoniense y Campaniense (Fig. 1.4B). Esta etapa probablemente marcó el comienzo de la convergencia y colisión entre Iberia y el margen meridional europeo,

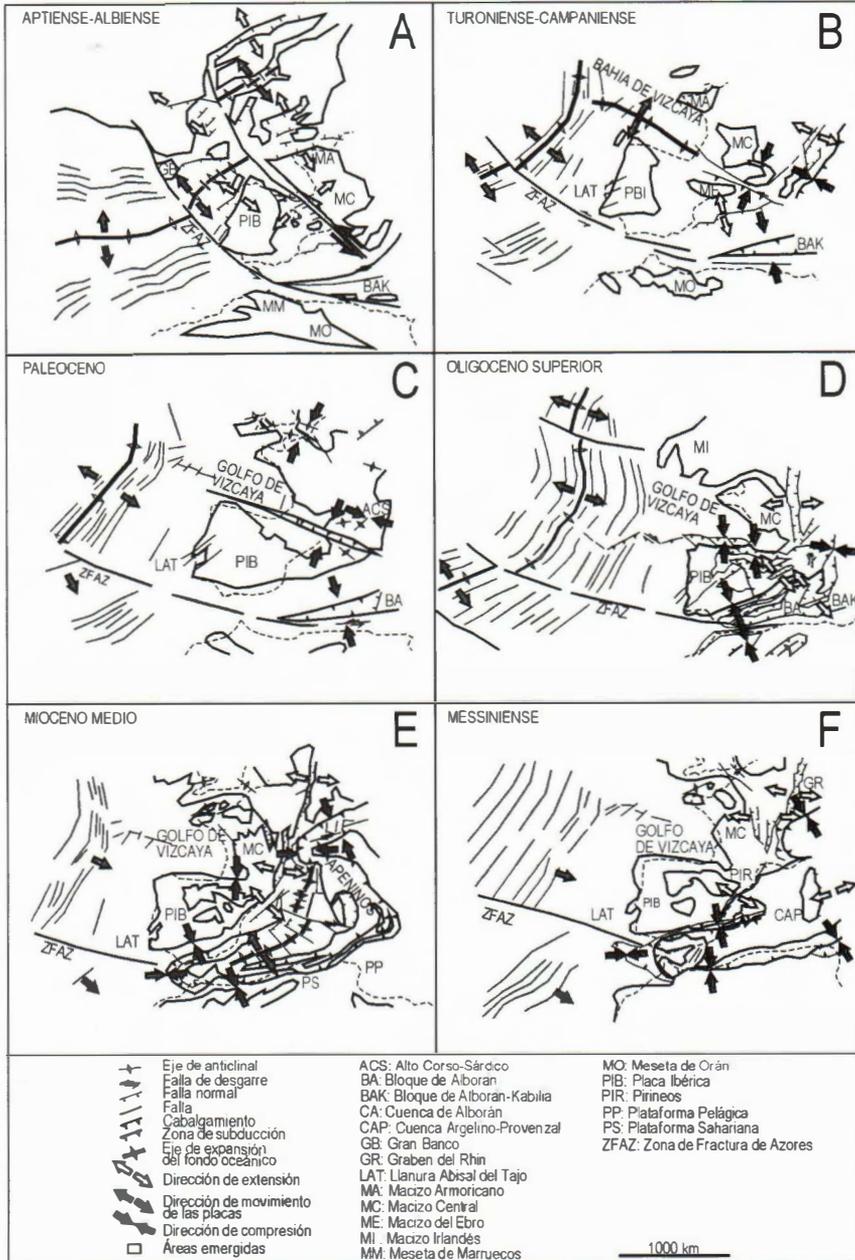


Figura 1.4. Evolución de la Placa Ibérica, dentro del contexto de la deriva continental, desde el Cretácico inferior hasta el Mioceno superior (modificado de Ziegler, 1988a).

dando lugar al inicio de la orogenia pirenaica durante la cual la corteza oceánica que orlaba el borde sur del Golfo de Vizcaya empezó a subducir (Bilotte, 1978; Boillot *et al.*, 1984; de Luca *et al.*, 1985; Sancho *et al.*, 1987). En el Senoniense y Paleoceno comienza la convergencia de Iberia con el margen suroccidental europeo en sentido horario y oblicuo. En este momento cesa la apertura del Golfo de Vizcaya desplazándose la propagación del frente de colisión hacia el oeste (Fig. 1.4C).

Siguiendo con el inicio de la colisión entre los márgenes norte de Iberia y sur de Europa, se produjo una etapa de relativa tranquilidad tectónica durante el Paleoceno, que se vió acelerada bruscamente en la transición entre el Paleoceno y Eoceno. Este hecho se refleja sedimentológicamente en el depósito de series conglomeráticas y deltaicas en la cuenca pirenaica, y tectónicamente por las deformaciones compresionales datadas como Eoceno medio-superior observables en el área de Languedoc, al sur de Francia (Durand-Delga y Lemoine, 1978; Plaziat, 1981; Vaillard 1985) (ver Fig. 1.4C). Durante el Eoceno y Oligoceno continúa la convergencia entre las placas Iberica y Europea con un sentido de movimiento dextrorso, que da lugar a zonas de deformación transpresiva a lo largo de la zona de colisión, que provoca una rápida propagación del frente de deformación pirenaico hacia el oeste en la zona de Cantabria y Asturias y el progresivo levantamiento del orógeno pirenaico (Fig. 1.4D). A lo largo del margen continental nor-ibérico, las deformaciones pirenaicas están asociadas a la delaminación de la corteza continental ibérica, cuya parte superior cabalga sobre la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya, y la inferior subduce bajo ella (Gallart *et al.*, 1995). Esta zona de subducción se extiende hacia el oeste más allá del Banco de Galicia en el Atlántico Norte (Grimaud *et al.*, 1982) (Fig. 1.4E).

Se han evidenciado, contemporáneamente al proceso de subducción, zonas de deformación transpresional a lo largo de las zonas de fracturas de Azores y Vizcaya. Estas deformaciones han sido interpretadas por Olivet *et al.* (1984) como reflejo de la translación dextrorsa de Iberia a lo largo de la zona de colisión pirenaica y su rotación anti-horaria alrededor de un polo localizado inicialmente al oeste de Gibraltar y posteriormente al NO de Madeira (Savostin *et al.*, 1986; Klitgord y Schouten, 1985). Durante las fases iniciales de la orogenia pirenaica, se transmitieron esfuerzos tangenciales a través de la litosfera oceánica del Golfo de Vizcaya que indujeron durante el Eoceno pequeñas deformaciones compresionales y de desgarre a lo largo del margen Armoricano (Olivet *et al.*, 1984; Sibuet *et al.*, 1985; Boillot *et al.*, 1985). La ausencia de estructuras compresivas a lo

largo del borde norte del Golfo de Vizcaya sugiere que durante el Oligoceno y el Mioceno inferior la mayor parte de los esfuerzos fueron absorbidos por la zona de subducción nor-ibérica, que se desarrolló en respuesta al campo de esfuerzos regional inducido por la progresiva convergencia de África y Europa.

La colisión entre el microcontinente ibérico y el margen sur europeo culmina durante el Oligoceno-Mioceno inferior, formándose la Cordillera Pirenaica (Puigdefàbregas y Souquet, 1986). La sutura de las placas Ibérica y Europea estuvo acompañada por una translación dextrorsa y una pequeña rotación horaria de Ibéria. Durante la orogenia pirenaica se produjo la importante deformación de intraplaca que dio lugar a la aparición de la Cordillera Ibérica, así como el emplazamiento del sistema de mantos béticos en su margen meridional (Vegas y Banda, 1983).

En el Oligoceno superior se produce la colisión del Bloque de Alborán con el borde meridional de la placa Ibérica, iniciándose a partir del Mioceno inferior-medio el emplazamiento de los mantos Béticos tanto hacia el NNO como hacia el O (Platt y Berhmann, 1986; García Dueñas *et al.*, 1987) y el plegamiento de la zona Prebética y Balear (Sanz de Galdeano, 1990). Durante esta etapa disminuye progresivamente la convergencia entre el margen norte de Iberia con Eurasia, debido al apilamiento de unidades corticales en los Pirineos, hasta la práctica soldadura de ambas placas (Anadón *et al.*, 1989) (Fig. 1.4E). Sincrónicamente continúan los procesos extensivos asociados a la rotación del bloque Corso-Sardo y la apertura de la Cuenca Provenzal (Rehault *et al.*, 1984) en la parte oriental.

Desde el Mioceno inferior hasta el Mioceno superior sigue progresando el acercamiento entre Ibéria y África según una dirección NO-SE, que conlleva la expulsión hacia el O de las zonas internas Bético-Rifeñas (Andrieux *et al.*, 1971; Sanz de Galdeano, 1983, 1990, 1996), cuyo avance causa deformaciones en las zonas externas y en las Baleares, que empiezan en el Burdigaliense, transmitiéndose al Golfo de Valencia, donde se desarrolla una cierta inversión tectónica (Fontboté *et al.*, 1990; Banda y Santanach, 1992) (Fig. 1.4F).

Durante el Eoceno, existe un campo de esfuerzo compresivo de orientación aproximadamente N-S y cuya distribución es homogénea en toda Europa Occidental. Sin embargo, en la zona mediterránea, el régimen de esfuerzos cambia durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior pasando a presentar un carácter extensional. Se comienza a generar el sis-

tema de Rift de Europa Occidental (Rehault, 1981; Burrus, 1984; Le Pichon, 1984; Boillot *et al.*, 1984). Esta extensión conlleva la apertura del Golfo de Lyon, con la rotación antihoraria de Córcega y Cerdeña, así como la apertura del Golfo de Valencia y la consiguiente rotación y desplazamiento de las islas Baleares (Fontboté *et al.*, 1990; Vegas, 1992). La dirección de extensión es aproximadamente E-O, excepto en la parte sur-europea donde presenta una orientación NO-SE. De todos modos, aún prevaleciendo un campo de esfuerzos extensional debido fundamentalmente a la diferencia de orientación en los desplazamientos relativos entre la zona occidental y oriental de la placa Euroasiática (Savostin *et al.*, 1986; Klitgord y Schouten, 1985), se mantienen los estados compresivos de dirección N-S por el continuo movimiento de aproximación entre las placas europea y africana.

Durante el auge de la actividad tectónica pirenaica, el interior de la placa Ibérica sufrió también importantes procesos compresivos que dieron lugar a la reactivación de los sistemas de fracturas permo-carboníferos y mesozoicos (Alvarado, 1980; Vegas y Banda, 1983). Las principales direcciones de estas fracturas reactivadas son NE en el Sistema Central, NO en la Cordillera Ibérica y NE en la Cordillera Costero-Catalana, aunque también existen importantes accidentes de orientación E-O, como el que limita el borde norte de la cuenca de Cameros (Casas Sainz, 1990). El re juego de estas estructuras da lugar a importantes cabalgamientos y a zonas de desgarre de carácter transpresivo o transtensivo.

5. ANTECEDENTES.

Entre los primeros trabajos realizados en la Cuenca de Almazán cabe destacar los de Sáenz García (1931, 1957), en los que se hace una revisión general de la geología de la provincia de Soria; Richter (1930) publica un estudio de la Cadena Ibérica, entre el valle del Río Jalón y la Sierra de la Demanda, en el que se hacen algunas incursiones en el campo de la sedimentología; y posteriormente, Richter y Teichmüller (1933) realizan una síntesis de la Cordillera Ibérica, en la que se abordan aspectos tectónicos y paleogeográficos.

Entre los años 1950 y 1981, se han realizado en la Cuenca de Almazán un total de nueve sondeos profundos por distintas compañías petroleras para la prospección de hidrocarburos (Lanaja, 1987): Burgo de Osma-1 (Ciepsa, 1950), Castilfrío-1 (Valdebro, 1954), Gormaz-1 (Valdebro, 1958),

Quintana Redonda-1 (Valdebro, 1958), Ucerro-1 (Campsa, 1961), Alcozar-1 (Phillips, 1962), La Cuenca-1 (Campsa, 1963), Aldehuela-1 (Campsa, 1971), El Gredal-1 (Shell, 1981). También se realizaron una serie de campañas de sismica de reflexión y gravimetría por Shell en el año 1979. Toda esta información ha sido utilizada por distintas instituciones (Auxini-Hispanoil, 1974; ENRESA, 1987 y Shell, 1982) para el estudio de formaciones geológicas favorables para el almacenamiento de hidrocarburos y de residuos radiactivos, y posteriormente recopilada por el ITGE (1990).

Además, en las décadas de los ochenta y noventa, se ha llevado a cabo la elaboración de los Mapas Geológicos de síntesis 1:200.000 de las hojas de Soria / nº 31 (IGME, 1982), Sigüenza / nº 39 (IGME, 1981) y Daroca / nº 40 (Lendínez, 1991a), así como la cartografía 1:50.000 (plan MAGNA) de toda la Cuenca de Almazán: hojas de Cabrejas del Pinar / nº 349 (Rey, 1980), Soria / nº 350 (Lendínez, 1991b), Olvega / nº 351 (Esnaola y Martín Fernández, 1973), Burgo de Osma / nº 377 (Ferreiro, 1991a), Quintana Redonda / nº 378 (Ferreiro y Lendínez, 1991), Gómara / nº 379 (Ferreiro, 1991b), Borobia / nº 380 (Lendínez, 1991c), Berlanga de Duero / nº 405 (Lendínez y Muñoz del Real, 1991), Almazán / nº 406 (Ferreiro, 1991c), Morón de Almazán / nº 407 (Lendínez y Valverde, 1991), Torrijo de la Cañada / nº 408 (Lendínez y Ruiz, 1991), Arcos de Jalón / nº 435 (Lendínez, 1991d), Alhama de Aragón / nº 436 (Lendínez y Martín, 1991).

Aparte de estos trabajos generales, la mayoría de los estudios referentes al área de estudio se centran en distintos aspectos particulares, que hemos agrupado en: estratigráficos, paleontológicos, geomorfológicos, petrológicos y estructurales.

5.1. ESTUDIOS ESTRATIGRÁFICOS

5.1.1. ESTRATIGRAFÍA DEL PALEOZOICO.

En 1929, Lotze realiza la subdivisión de los materiales paleozoicos del Grupo Ibérico. Posteriormente, en la misma línea, Lotze y Szduy (1961) llevan a cabo la biozonación y subdivisión del Cámbrico inferior y medio, modificadas más tarde por Szduy (1961). Asimismo, Josopait (1972) y Wolf (1980) participan en la subdivisión estratigráfica utilizada para el Cámbrico y Ordovícico. Schmitz (1971) realiza un interesante estudio sobre la estratigrafía y tectónica del Paleozoico al norte de Ateca. Carls (1962,1975)

estudia el Ordovícico y Silúrico de la zona central de la Cordillera Ibérica y junto a Gandl (1972) completa el estudio del Devónico de la región. Bartsch (1966), Scheuplein (1967), Schmidt-Thome (1968), Paul (1969), Scheuplein (1970), Schmitz (1971), Quarch (1973), Monninger (1973), Mansourian (1974), Villena (1976) y Teyssent (1980) siguen utilizando las mismas formaciones descritas por Lotze y Szudy y aportan datos faunísticos para una mejor definición cronoestratigráfica. Martín-Herrero *et al.* (1989) realizan una síntesis de la estratigrafía del paleozoico en la terminación noroccidental de lo que ellos denominan Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, que corresponde al sector comprendido entre Castejón y Alhama de Aragón. En este mismo estudio describen la estructura y las distintas etapas de deformación que han sufrido estos materiales. Por último, Alvaro (1991) realiza una cartografía detallada de los materiales del Cámbrico inferior-medio entre Ateca y Moros, donde se presenta un detallado estudio bioestratigráfico de las unidades observadas, así como la descripción de la estructura

5.1.2. ESTRATIGRAFÍA DEL TRIÁSICO.

El estudio del Triásico se inicia con Martín Donayre (1873) que reconoce el Triásico de Monterde. Wurm (1911) hace un estudio detallado en la Rama Aragonesa y extrapola algunos datos de la zona de Sierra Pardos y Alhama de Aragón. Richter (1930) establece para esta región la sucesión litológica característica a la vez que destaca por primera vez la existencia del *Umbral de Ateca*. Richter y Teichmüller (1933) señalan el medio fluvial como generador de estas litofacies triásicas. Riba y Ríos (1962) realizan mapas de isopacas de estas facies al oeste del Umbral de Ateca. Department (1967) estudia la sucesión de ambientes sedimentarios de la zona situada entre el Embalse de la Tranquera y la Zona de Alhama de Aragón. A partir del año 1978-79 se empiezan a estudiar las litofacies Buntsandstein de una forma más exhaustiva; Sopena (1979) y Ramos (1979) realizan un estudio sedimentológico de estos materiales en la región de Molina de Aragón. Como resultado de las actividades de exploración e investigación de minerales radiactivos en las facies Buntsandstein de la Rama Aragonesa, realizada por la JEN desde 1975 a 1978 y continuadas por ENUSA hasta 1982, Tallos (1984) establece y caracteriza los modelos de sedimentación de estas facies en ésta área. Arribas (1985) elabora una descripción de la litoestratigrafía de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa y las correlaciona con las establecidas por Ramos (1979) en la

Rama Castilla. Arribas (1985) critica las interpretaciones de Tallos (1984) definiéndolas como “no justificadas y desafortunadas”. Rey y Ramos (1991) realizan un interesante estudio sobre la estratigrafía del Pérmico y del Triásico del sector Deza-Castejón, distinguiendo seis unidades litoestratigráficas. Muñoz *et al.* (1992) han realizado correlaciones entre los materiales del Pérmico y del Triásico que se encuentran en profundidad en la Cuenca de Almazán con los que afloran en superficie, por medio del análisis detallado de diagrfías y de la información disponible de ripios y testigos de sondeos. Sánchez-Moya *et al.* (1992) a partir de perfiles estratigráficos realizados en el entorno de Riba de Santiuste y Sigüenza calculan la tasa de subsidencia del borde de la cuenca triásica de la Rama Castellana. Para concluir, Muñoz *et al.* (1995) amplían el estudio realizado en 1992 y correlacionan las facies del Pérmico y Triásico de la Cuenca de Almazán, a partir de la información de subsuelo, con la zona NE de la Cuenca del Tajo, borde E de la Cuenca del Duero, borde N de la Cuenca del Ebro y el entorno de la Sierra de la Demanda-Cameros.

5.1.3. ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO.

En 1898, Dereims caracteriza afloramientos jurásicos perteneciente al Sector Central de la Cordillera Ibérica. Joly (1923) estudia el Jurásico entre Berdejo y Torrelapaja, en el límite de las provincias de Soria y Zaragoza. En 1927, este autor presenta un trabajo de carácter más general, en que se describen afloramientos jurásicos de gran parte de la Cordillera Ibérica, en un área que comprende las provincias de Soria, Logroño, Zaragoza y Teruel.

En la década de los 60 se inician, asimismo, los trabajos de la escuela francesa. Un trabajo de interés, que afecta a afloramientos del Jurásico comprendidos entre Ciria y Bijuesca, se puede encontrar en Bulard (1970). El trabajo de Bulard *et al.* (1971) constituye el primer intento de síntesis de la evolución durante el Jurásico de la Cordillera Ibérica. Gómez (1979) analiza el papel fundamental del Macizo del Ebro, el Estrecho de Soria y la Meseta Ibérica durante la sedimentación jurásica en la Cordillera Ibérica. Goy *et al.* (1976 y 1979) estudian el Jurásico superior en el sector NO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Salomon (1982a), en su Tesis Doctoral, estudia los materiales del Jurásico terminal y Cretácico inferior en las Cadenas Cantábricas y Cordillera Ibérica Noroc-

cidental. Posteriormente, Salomon (1982b) establece una denominación formal para los materiales de esa edad, definiendo una serie de grupos.

En el trabajo de Benke *et al.* (1981) se estudian las formaciones arrecifales del Jurásico superior presentes en la Cordillera Ibérica Noroccidental. Dragastaan *et al.* (1987) estudian la unidad inferior del Jurásico superior marino de la Sierra del Madero (Soria). Wilde (1988a, b), estudia el Bathoniense y Calloviense en un amplio sector de la Cordillera Ibérica. Alonso y Mas (1990) definen formalmente dos unidades litoestratigráficas para el Jurásico superior: la Formación Aldealpozo y la Formación Torrecilla en Cameros. Alonso *et al.* (1989) presenta un esquema de correlación entre las unidades del Jurásico superior de la Sierra de la Demanda y Cameros y las del Sector Central de la Cordillera Ibérica. Aurell y Meléndez (1989) realizan nuevas precisiones de orden sedimentológico y bioestratigráfico en torno al Jurásico superior del sector noroccidental de la Rama Castellana. Aurell (1990) realiza un exhaustivo estudio de los materiales del Jurásico superior de la Rama Aragonesa.

5.1.4. ESTRATIGRAFÍA DEL CRETÁCICO.

Palacios y Sánchez Lozano (1885), son los primeros que en las provincias de Soria y Logroño citaron la existencia de formaciones lacustres superpuestas al Jurásico marino, y que por semejanza con las capas de Purbeck y Weald de Inglaterra, las denominaron de este modo: Purbeckiense y Wealdiense, asignándoles una edad Portlandiense para las primeras y Cretácico inferior para las otras. Los materiales jurásicos y su tránsito a facies Weald, serán posteriormente analizados por Beuther *et al.* (1965) y Tischer (1966), quienes establecen la división litoestratigráfica de estos materiales en cinco grupos: Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván. Brenner y Wiedman (1975) consideran la posibilidad de que los grupos de Beuther (1966) y Tischer (1966) no sean equivalentes y comparables entre sí. Posteriormente, Brenner (1976), a partir del estudio de ostrácodos y carofitas, modifica la estratigrafía de estos autores. En el trabajo de Meléndez (1978) se realiza un estudio de detalle de los materiales del sector de Picofrentes, estableciendo la existencia de cinco unidades, dos inferiores A y B, una de transición, C, y dos superiores D y E. Las tres primeras las atribuye al Weald o Purbeck-Weald y las considera equivalentes a parte de los Grupos Tera, Oncala y Urbión de Beuther (1966), y las dos últimas considera que estarían incluidas en las facies Utrillas.

Salomón (1982a, 1983) propone una nueva estratigrafía basada en la existencia de tres megaciclos, el primero de los cuales correspondería a toda la sedimentación de las facies Weald. Guiraud (1983) presenta un conjunto de unidades litoestratigráficas, no definidas formalmente, agrupadas en cuatro ciclotemas. En un trabajo posterior, Guiraud y Séguret (1984) definen de manera formal algunas de las unidades correspondientes a los ciclotemas III y IV. Martín i Closas (1989) modifica ligeramente el esquema de Guiraud y Séguret (1985), y propone una división en cuatro secuencias de depósito. Clemente y Alonso (1990) realizan un estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales del Cretácico inferior que aparecen en el borde meridional de la Cuenca de Cameros, estableciendo tres secuencias de depósito, que corresponden con tres unidades con rango de Formación. Posteriormente, Clemente y Pérez-Arlucea (1993) realizan una descripción exhaustiva de la Formación Cuerda del Pozo (Clemente y Alonso, 1990) y elaboran un cuadro resumen de las unidades litoestratigráficas y secuencias de depósito existentes en el dominio occidental de la Cuenca de Cameros, mostrando sus relaciones cronoestratigráficas. Gómez Fernández (1992) estudia en su Tesis Doctoral las etapas iniciales de relleno de la Cuenca de Cameros en relación con la evolución paleogeográfica de la misma; posteriormente Gómez Fernández y Meléndez (1994) centran su estudio en el borde meridional de Cameros, en su contacto con la Cuenca de Almazán. Mas *et al.* (1993) dividen la megasecuencia Jurásico terminal-Cretácico inferior, que constituye el relleno sedimentario de la Cuenca de Cameros en seis secuencias de depósito, e interpretan la evolución tectosedimentaria de esta cuenca. Los materiales terrígenos del techo del Cretácico inferior, de edad Albiense en su mayoría, comprendidos entre los paralelos de Soria y Alhama de Aragón y los meridianos de Ateca y Burgo de Osma son estudiados por Marfil y Gómez-Gras (1992). Estos autores relacionan las variaciones de espesor de estos materiales asociados a la existencia de un alto sedimentario que denominan "Umbral de Ateca".

En los estudios sobre el Cretácico superior de la región caben destacar los trabajos elaborados por: Hernández Pacheco (1954), quien estudia los materiales Cretácicos de edad Albiense-Senoniense, en las proximidades de Alhama de Aragón. Floquet (1978), en un trabajo de amplitud regional, establece un esquema litoestratigráfico señalando la existencia de las dos grandes secuencias que constituyen el megaciclo del Cretácico superior. Mojica (1979) divide el Cretácico superior en unidades litológicas señalando su correlación con otras áreas. Floquet *et al.* (1981, 1982), Floquet y Meléndez (1982), Meléndez y Pendón (1982), Meléndez (1983) y

Meléndez y Meléndez (1983), realizan estudios de detalle de carácter sedimentológico, paleogeográfico y regional sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica, definiendo las formaciones litoestratigráficas para el sector central. Valladares (1989) en la elaboración de los mapas geológicos de la serie MAGNA de la Cuenca de Almazán estudia los materiales del Cretácico superior del borde occidental. Recientemente, García-Hidalgo, *et al.* (1997) establecen la estratigrafía y las secuencia de depósito de los afloramientos del Cretácico superior del borde sur de la Cuenca de Almazán, que se extienden desde Ayllón hasta Arcos de Jalón.

5.1.5. ESTRATIGRAFÍA DEL TERCIARIO.

En la Cuenca de Almazán, se ha realizado diversos trabajos sobre las sucesiones paleógenas. Saenz García (1957) atribuyó los materiales terciarios del borde noreste de la cuenca al Eoceno-Oligoceno. Guisado (1987) y Guisado *et al.* (1988), realizan un profundo estudio de la sedimentación continental paleógena en el extremo oriental de la Cuenca de Almazán. Guisado *et al.* (1987), relacionan las secuencias aluviales y lacustres de edad paleógena del área este de la Cuenca de Almazán con la actividad tectónica del borde de las sierras. Sánchez de la Vega (1988) realiza un estudio sobre la sedimentación terciaria del sector suoriental de la Cuenca de Almazán, definiendo diez unidades litoestratigráficas. Armenteros (1989) destaca el desarrollo de una incipiente karstificación a techo de la serie finicretácica, de edad paleocena, en el sector del Sistema Ibérico que limita con la Cuenca de Almazán. Armenteros *et al.* (1989), definen cinco unidades tectosedimentarias en los depósitos terciarios ligados al frente de sierra de la Cordillera Ibérica adyacente al área de estudio. Carballeira y Pol (1989) realizan para el ITGE un informe complementario a las memorias de las cartografías geológicas de la serie MAGNA de la Cuenca de Almazán sobre los depósitos paleógenos, diferenciando cuatro unidades tectosedimentarias (UTS). Ramos Martín y Alonso Gavilán (1990) basan su estudio en los depósitos terciarios en la región de San Esteban de Gormaz-Burgo de Osma (Corredor de Osma) y discuten su sedimentología y paleogeografía, a la vez que dan una aproximación a la edad relativa de estos depósitos. Armenteros (1994) realiza una síntesis de los depósitos del Paleógeno del sector oriental de la cuenca, concretamente el sector Mazaterón-Deza, y su datación con base en los datos obtenidos del análisis de los restos fósiles del yacimiento de Mazaterón. Bond (1996) establece la evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Almazán desde

el Eoceno al Mioceno, estableciendo una división estratigráfica informal. Armenteros y Bustillo (1996) determinan las características sedimentológicas y petrológicas de la Unidad Carbonática de Cihuela, de edad Eoceno superior, situada en el sector oriental de la cuenca.

Centrándose en el análisis de los depósitos neógenos, Pérez de Pedro (1925) distinguió en los alrededores de Burgo de Osma una litofacies neógena marginal, restringida a los bordes de la cuenca, con capas ligeramente basculadas. Sánchez de la Torre (1963, 1974), describe el borde Mioceno de Arcos de Jalón y realiza un análisis estratigráfico de la Cuenca de Almazán. Aguirre *et al.* (1974) indican que para la zona SE de la Cuenca de Almazán, concretamente en el Valle del Jalón, la distribución de las facies neógenas es fuertemente asimétrica y viene condicionada, sobre todo, por la influencia del área fuente. Meléndez *et al.* (1982) relacionan la evolución sedimentaria Cuenca de Almazán con la de la Fosa de Calatayud-Teruel durante el Mioceno superior y señalan una etapa de comunicación entre ambas durante este periodo. Arenas *et al.* (1987) describen las unidades del terciario del sector de Alhama de Aragón diferenciando una unidad inferior paleógena y cuatro unidades neógenas. Armenteros (1991) y Lendínez (1991e) en las Hojas del Plan Magna de la Cuenca de Almazán estudian los sedimentos neógenos de ésta, distinguiendo cinco unidades tectosedimentarias. Por último, Varas (1997) describe y caracteriza los depósitos neógenos del SE de la cuenca, diferenciando ocho unidades litoestratigráficas agrupadas en dos unidades de rango superior.

5.2. ESTUDIOS PALEONTOLÓGICOS EN EL TERCIARIO DE LA CUENCA DE ALMAZÁN

En el área de estudio se han llevado a cabo interesantes hallazgos micropaleontológicos en depósitos terciarios que han ayudado en gran medida a la datación de algunos depósitos. Yacimientos conocidos son el de Cetina y el de Escobosa. El primero fue estudiado por Daams (1976), y se sitúa en la margen izquierda del río Henar; su edad ha sido atribuida a la biozona MN2 (Ageniense). El de Escobosa de Calatañazor, analizado y datado por López Martínez *et al.*, (1977) como de edad Mioceno medio-superior, que se trata de un relleno situado en un fisura kárstica. Armenteros *et al.* (1986) aportan nuevos datos paleontológicos atendiendo al estudio de invertebrados (gasterópodos y ostrácodos) en los depósitos del neógeno superior del sector Peñafiel-Almazán. Azanza *et al.* (1987), como

resultado de la prospección realizada en el sector de Alhama de Aragón, para la elaboración de la cartografía geológica 1:25.000 solicitada por la Diputación Provincial de Zaragoza, muestrean 16 niveles favorables determinando edades comprendidas desde el Ateniense hasta el Mioceno superior s.l.. Jiménez *et al.* (1989) caracteriza la fauna hallada en Mazaterón y Deza como Eoceno inferior. Peláez-Campomanes *et al.* (1989) estudian un yacimiento de micromamíferos en la región de Almazán (Miñana) datándolo como Eoceno superior. Cuenca (1991) realiza un estudio de los primeros mamíferos ramblenses del Mioceno inferior hallados en la Cuenca de Almazán, en las proximidades de la localidad de Ariza. Cuesta-Ruiz y Jiménez (1994) realizan una síntesis de la fauna hallada en el yacimiento de Mazaterón, definiéndolo como uno de los conjuntos faunísticos más peculiares del Eoceno europeo. Para finalizar, Peláez-Campomanes (1996) realiza un síntesis de los resultados obtenidos del análisis de los yacimientos de roedores de Mazaterón, Miñana y Deza, de edad Eoceno superior.

5.3. ESTUDIOS GEOMORFOLÓGICOS

Molina y Armenteros (1986) distinguen en el borde suroriental de la Cuenca del Duero, entre las poblaciones de Almazán, Peñafiel, Medinaceli y Cuéllar, un conjunto de aplanamientos que, por su posición morfológica y estratigráfica, se sitúan entre el Plioceno superior y el tránsito Plio-Pleistoceno. Gutiérrez y Lenaroz (1987) describen los caracteres geomorfológicos del sector de Alhama de Aragón en la memoria del mapa 1:25.000 de esta zona, realizado por la Sección de Ciencias Geológicas de la Universidad de Zaragoza a solicitud de la Diputación Provincial de Zaragoza. Gracia Prieto *et al.* (1988) reconocen en la Cordillera Ibérica, en el sector comprendido entre Alhama de Aragón y Calamocha, la existencia de cuatro superficies de erosión, cuyas edades son: Mioceno inferior-medio, Turolense-Rusciniense, Plioceno medio y Villafranquiense medio. Posteriormente, Gracia Prieto *et al.* (1990) reconocen en el borde este de la Cordillera Ibérica, en su contacto con la depresión del Duero, la existencia de dos superficies de erosión de muy distinto desarrollo sobre los materiales mesozoicos y paleógenos, que denominan S1 (Mioceno medio) y S2 (Turolense-Plioceno). Molina y Armenteros (1991), Armenteros y Molina (1991), Cabra (1991), Gutiérrez, *et al.* (1991), Benito *et al.* (1991) y Valverde (1991), realizan la descripción geomorfológica y cartografía en la elaboración de los mapas geológicos de la serie MAGNA de la zona estudiada en el presente trabajo. Por último, Pérez González *et al.* (1996) realizan una síntesis geomorfológica de la Depresión

del Duero, caracterizando a grandes rasgos las formas superficiales más relevantes de la Cuenca de Almazán.

5.4. ESTUDIOS PETROLÓGICOS

Los trabajos petrológicos en la zona de estudio son escasos y caben destacar los realizados por Lunar y Sánchez Cela (1973), quienes estudian los materiales Cretácicos de Alhama de Aragón; y Arribas (1985), que analiza el origen y significado de los cementos en las areniscas de las facies Buntsandstein de la Rama Aragonesa.

5.5. ESTUDIOS DE GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Eснаola y Martín-Fernández (1973), Aragonés y Hernández-Samaniego (1981), Del Olmo *et al.* (1983) y Martín-Herrero (1991), describen la estructura paleozoica de la Rama Aragonesa, Adell Argiles *et al.* (1981) y Bascones *et al.* (1982) caracterizan la estructuración de los materiales paleozoicos de la Rama Castellana, y Simón (1989a) y Simón y Casas (1989) analizan el campo de esfuerzos y las estructuras terciarias de la Cuenca de Almazán en las cartografías geológicas correspondientes a la serie MAGNA. A continuación se detallan otros trabajos que abarcan aspectos más especializados del área de estudio.

5.5.1. ANÁLISIS MACROESTRUCTURAL

Morillo y Meléndez (1972) describen la estructura de la Falla de San Leonardo de Yagüe, incluida dentro de los denominados accidentes tectónicos que constituyen la llamada "Línea de Soria", y analizan el posible significado paleogeográfico de ésta dentro del borde sur de la Cuenca de Cameros. Posteriormente, Platt (1990) estudia la estructuras de este mismo sector, analizando su evolución durante la tectogénesis alpina. Álvaro *et al.* (1992) estudian un pequeño sector del borde noroccidental de la Cadena Ibérica occidental (Macizo de Ateca) en su límite con la Cuenca de Calatayud proponiendo un modelo alternativo al Anticlinal de Manubles anteriormente estudiado por Schmitz (1971) y Capote y González Lodeiro (1983). Martínez Peña (1987) describe la estructura del sector de Alhama de Ara-

gón-Jaraba, al sureste de la Cuenca de Almazán. Miegobille *et al.* (1993) realizan el análisis de la macroestructura del área meridional de la Cuenca de Cameros en las proximidades de Soria. Aracil *et al.* (1993) describen una supuesta estructura de basamento, considerada como un umbral paleogeográfico de primer orden, en el borde norte de la Cuenca de Almazán, a la que ellos denominan Falla de San Saturio, ya descrita con anterioridad por Navarro (1991). Este estudio es rebatido por Maestro *et al.* (1997a), quienes describen la estructura de este sector y rechazan no sólo la importancia de la supuesta Falla de San Saturio, sino que afirman que no hay evidencias de su existencia. Por último, Maestro *et al.* (1997b) caracterizan la estructuración de la Rama Aragonesa Oriental de la Cordillera Ibérica como resultado de la reactivación de un flanco de pliegue hercínico.

5.5.2. DETERMINACIÓN DE PALEOESFUERZOS

Álvaro (1975) identifica tres fases de plegamiento alpino en el borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica a partir de estilolitos transversos y pliegues, definiendo la compresión *Guadarrama* (NO-SE), la compresión *Ibérica* (NE-SO) y la compresión *Altomira* (E-O a ENE-OSO). Posteriormente a esta última Alvaro y Capote (1973) caracterizan un tránsito de la compresión a la extensión. Capote *et al.* (1982) y De Vicente (1988) estudian la zona de enlace entre el Sector Central y la Cordillera Ibérica. Maestro (1994), Maestro *et al.* (1994), Maestro González y Casas Sainz (1995a, b) y Casas Sainz y Maestro González (1996) establecen el campo de esfuerzos terciario en la Cuenca de Almazán definiendo tres direcciones de compresión principales: NNE-SSO, NE-SO y NO-SE, atribuyendo a la dirección NNE el carácter de campo primario, perturbado localmente por la actuación de fallas de zócalo. Marqués *et al.* (1996) realizan nuevas aportaciones sobre los estados de esfuerzos del extremo oriental de la Cuenca de Cameros, determinando la existencia de tres etapas: 1) etapa extensional mesozoica con direcciones de σ_3 N-S a ENE, 2) etapa compresiva terciaria de dirección E-O a ESE y 3) una última etapa compresiva de dirección N-S a NE-SO. Con relación a aspectos de tectónica reciente, Cortés *et al.* (1996) realizan una síntesis de datos de direcciones de esfuerzos recopilados de otros autores en el noreste de la Península Ibérica, y establecen la existencia de tres direcciones principales: N-S a NNE, NO-SE y NE-SO. Posteriormente, Cortés y Maestro (1997), Cortés *et al.* (1997 y 1999) y Cortés y Maestro (1998) determinan los estados de esfuerzos recientes en la Cuenca de Almazán y sector oriental de la Cuenca del Duero definiendo

tres direcciones de extensión principales NO-SE a ONO-ESE, E-O y NE-SO y dos direcciones de compresión NNE a NE y ESE a SE.

5.5.3. ANÁLISIS DE FRACTURACIÓN Y LINEAMIENTOS

García del Cura (1974) en la región de Aranda de Duero, identifica dos sistemas de fracturas de dirección NE-SO y NO-SE, ya delimitados en época prealpina. Martín Escorza (1982) detecta a partir de fotografía aérea dos sistemas de direcciones de fractura E-O y N-S en la Cuenca de Almazán, además de los mencionados por García del Cura (1974), señalando su carácter heredado de las fracturas preexistentes en el zócalo generadas durante la etapa tardihercínica. Sánchez-Serrano *et al.* (1996) identifican a partir del modelo digital del terreno del Sistema Central, Cuenca del Duero, Cuenca de Almazán y Cuenca del Tajo cuatro orientaciones principales de lineamientos atribuidos a elementos tectónicos: N-S, NE-SO, ENE y E a ESE. Siguiendo la misma metodología que los autores anteriormente citados Rey Moral *et al.* (1997) establece para la Cuenca de Almazán tres direcciones fundamentales de lineamientos: N-S, NE-SO y ESE. Maestro *et al.* (1997c) caracterizan el patrón de fracturación de los materiales paleógenos del borde noreste de la Cuenca de Almazán y establecen su relación con el plegamiento y el campo de esfuerzos. Para finalizar, Cortés *et al.* (1998) y Maestro y Cortés (1997 y 1999) realizan un detallado análisis de lineamientos en ésta misma área, a partir del análisis de la imagen satélite, determinando la existencia de un máximo absoluto de dirección N060-070E y dos máximos relativos con orientación N100-110E y N120-140E.

5.5.4. ESTUDIOS GEOFÍSICOS

Aparte de los estudios geofísicos realizados entre los años 1950 y 1981, cabe destacar los trabajos de Bergamín *et al.* (1996), quienes cuantifican el desplazamiento dextrorso alpino en el borde meridional de la Cuenca de Almazán a partir de datos gravimétricos; Rivero *et al.* (1996) caracterizan, también a partir de datos gravimétricos, la estructura profunda de la cuenca de Cameros. Rey Moral *et al.* (1999a, b) caracterizan la estructura en profundidad de la Cuenca de Almazán a partir de datos gravimétricos.

ESTRATIGRAFÍA Y TECTÓNICA SINSEDIMENTARIA

2

Los materiales aflorantes en la zona estudiada se pueden englobar en tres conjuntos mayores:

- Paleozoico pre-Pérmico;
- Pérmico y Mesozoico;
- Terciario y Cuaternario.

En este capítulo se procederá a describir las características más relevantes, desde el punto de vista litológico de las tres unidades y de los procesos tectónicos contemporáneos con la sedimentación de los materiales pérmicos y mesozoicos.

1. PALEOZOICO

El Paleozoico presenta un registro muy incompleto, estando únicamente representado por términos del Cámbrico y Ordovícico. La secuencia que se describe aflora según una directriz de dirección NO-SE entre Soria y Montalbán. En ella, sobre los materiales del Precámbrico superior descansa la serie paleozoica que alcanza, como se ha mencionado anteriormente, hasta el Ordovícico.

Las series Ordovícicas y Silúricas están deformadas por pliegues de dimensiones kilométricas de dirección NO-SE a N-S y vergencia este (Capote y González Lodeiro, 1983), afectados por metamorfismo de bajo grado (zona de la clorita-pirofilita). Estos materiales están relacionados petrológica y estructuralmente con la llamada zona Asturoccidental-Leonesa del Macizo Ibérico. Las estructuras hercínicas de dirección NO-SE influyeron posteriormente en la evolución de la cuenca ibérica mesozoica.

La evolución dinámica y cinemática mesozoica que caracteriza la zona de estudio se liga a la existencia de estructuras generadas en una etapa de fracturación posterior a la mayor actividad del Ciclo Hercínico. Esta etapa es denominada por algunos autores como "Tectónica Tardihercínica" (Fig. 2.1) (Del Valle Lersundi, 1959; Quesada García, 1960; García Figuerola, 1963; Schermerhorn y Stanton, 1969; Parga, 1969; Álvaro *et al.*, 1979).

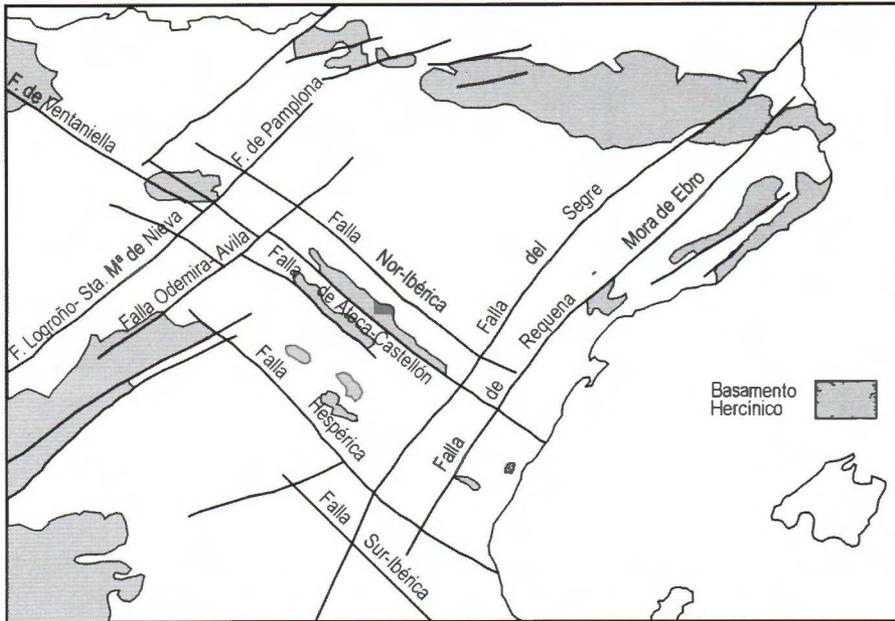


Figura 2.1. Esquema tomado de Simón (1984) en el que se muestran los principales accidentes tardihercínicos, del NE de la Península Ibérica, que han condicionado la evolución mesozoica y cenozoica.

1.1 CÁMBRICO

La serie del Cámbrico que aflora en la zona de estudio está constituida de base a techo por las siguientes unidades (Fig. 2.2) definidas por Lotze (1929, 1958):

-*Formación Bámbola* (Cámbrico inferior). 600 metros de afloramiento dividido en dos conjuntos cuarcíticos separados por un tramo pelítico.

-*Formación Embid* (Cámbrico inferior). 350 metros de pizarras con intercalaciones de areniscas.

-*Formación Ribota* (Cámbrico inferior). 80 metros de dolomías tableadas y masivas con algunas intercalaciones de calizas margosas y margas.

-*Formación Huérmeda* (Cámbrico inferior). 270 metros de pizarras, esencialmente arcillosas, de colores grises y verdes, que en la zona basal presentan esporádicas intercalaciones de delgadas capas turbidíticas.

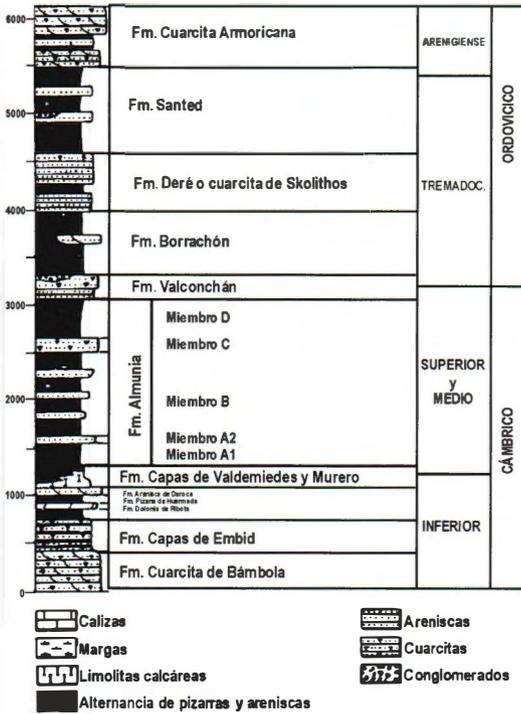


Figura 2.2. Columna estratigráfica sintética de las formaciones cámbricas y ordovícicas de la zona de estudio (Hernández et al., 1983).

1.2. ORDOVÍCIO

La serie ordovícica consta de muro a techo de las siguientes unidades (Fig. 2.2) definidas por Josopait (1972) y Schmitz (1971):

-*Formación Valconchán* (Tremadociense). 500 metros de alternancia de pizarras negruzcas, areniscas y cuarzitas en proporciones variables, predominando los tramos arenosos en la mitad inferior y las pizarras en la mitad superior.

-*Formación Borrachón* (Tremadociense). 750-900 metros de pizarras y limolitas negruzcas, presentando niveles intercalados de areniscas que se concentran mayoritariamente hacia la base y techo de la unidad.

-*Formación Deré* (Tremadociense). 600 metros constituidos por areniscas de tonos blanquecinos y amarillentos, con niveles de pizarras inter-

-*Formación Daroca* (Cámbrico inferior). 200 metros de areniscas de tonos blanquecinos y amarillentos de aspecto masivo y poco cementado que intercalan pizarras verdes.

-*Formación Almunia* (Cámbrico superior). 1000 metros constituidos por una alternancia de pizarras y areniscas de tonos grises y ocasionalmente cuarzitas de tonos grises y verdes oscuras a negruzcas.

Desde el punto de vista sedimentológico esta serie representa un ambiente marino nerítico de plataforma siliciclástica somera, por encima del nivel de base del oleaje, en facies mixtas arenoso-lutíticas.

calados, predominando las primeras en la parte superior de la unidad y con la misma proporción arena-finos en la inferior. Existe un nivel cuarcítico en la base que da un resalte morfológico.

-*Formación Santed* (Tremadociense-Arenigiense). 1250 metros de alternancia de areniscas de tonos pardo-amarillentos y limolitas pizarrosas negruzcas, ocres y verdosas con intercalaciones de cuarcita de igual tonalidad.

-*Cuarcita Armoricana* (Arenigiense). 350 metros formados por areniscas y cuarcitas blanquecinas y rojizas en bancos de 0,5 a 2 metros de potencia, con algunas intercalaciones pizarrosas. En la parte inferior de la unidad se observan, a techo de algunas capas, cantos de cuarcita subredondeados.

Los tramos basales corresponde a una plataforma distal con dominio de tormenta y con procesos de resedimentación de tipo turbidítico *s.l.* procedentes de un depósito turbidítico proximal. Los materiales que constituyen el tramo superior corresponden a llanuras de marea y depósitos de barras litorales desarrolladas sobre la llanura mareal.

2. PÉRMICO

Rey y Ramos (1991) diferencian dos unidades para los materiales pérmicos (Fig. 2.3):

Lutitas, Conglomerados y Areniscas del Arroyo Ruidero

Está compuesta fundamentalmente por lutitas con intercalaciones de conglomerados y areniscas que pueden ser de origen volcanosedimentario, así como rocas piroclásticas (De la Peña *et al.*, 1977). Las lutitas pueden presentar laminación paralela, cantos blandos, bioturbación, niveles lenticulares de areniscas y costras ferruginosas, así como abundantes restos vegetales. Las areniscas son predominantemente de grano medio y grueso, constituidas por clastos de rocas volcánicas, cuarzo y feldespato potásico. Los conglomerados presentan cantos de cuarcita, pizarra, areniscas, cuarzo y fragmentos de roca volcánica, con matriz arenosa. Son cuerpos con cierta extensión, que se acuñan lateralmente. Tienen base erosiva cóncava y estratificación cruzada planar o en surco. Ocasionalmente pueden existir intercalaciones de pocos centímetros de lutitas y arenas con *ripples* y bioturbación. El espesor de la unidad es de 135 metros. Se apoya en discordancia angular sobre los materiales del Paleozoico inferior.

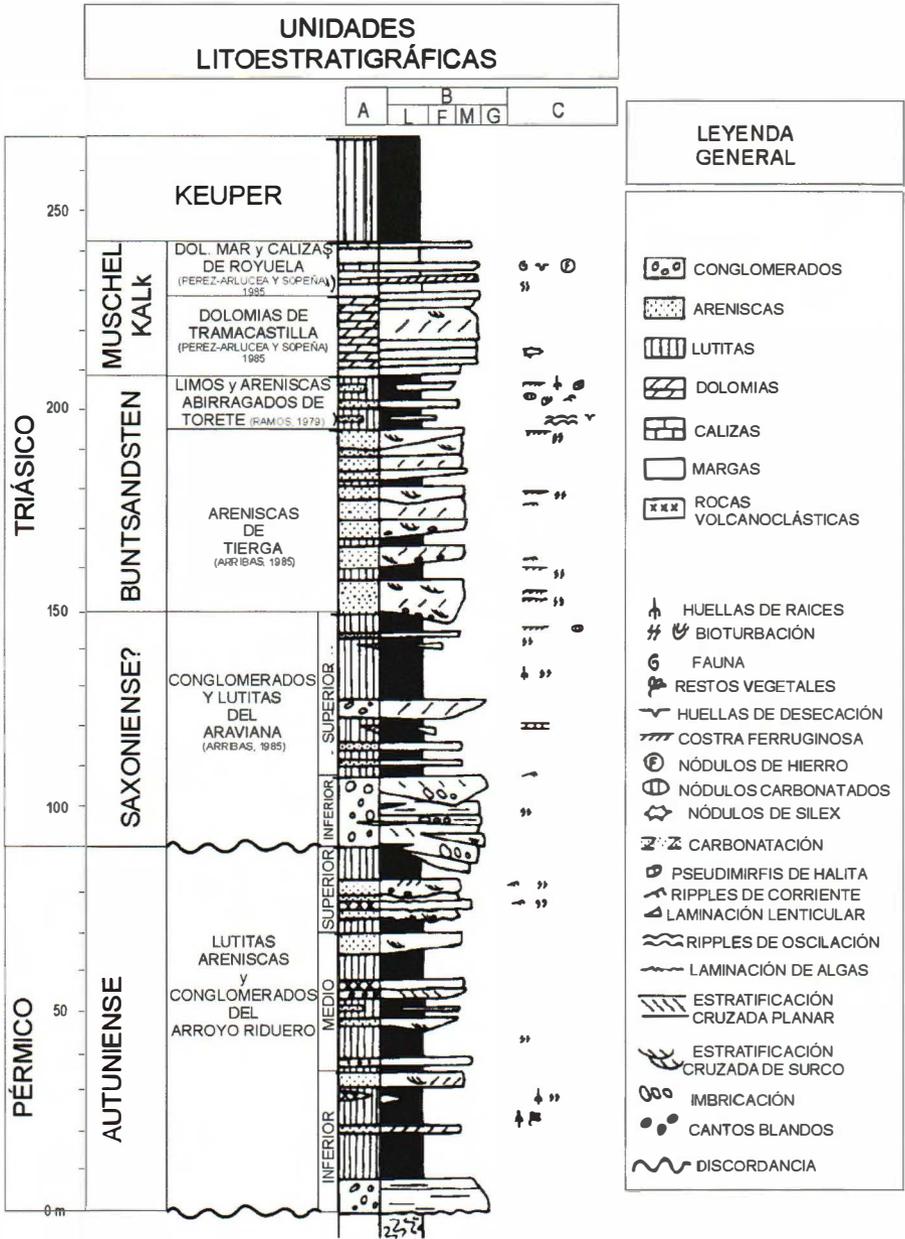


Figura 2.3. Columna estratigráfica, unidades litoestratigráficas y principales características de los depósitos pérmicos y triásicos de la zona de estudio. A: litología, B: tamaño de grano (L, lutitas; F, M, G, areniscas de grano fino, medio o grueso), C: estructuras sedimentarias (extraído de Rey y Ramos, 1991).

Ha sido citada por primera vez por Monroe (1968). Posteriormente Despartment *et al.* (1972) lo atribuyeron al Pérmico, pero fueron De la Peña *et al.* (1977) quienes encontraron restos vegetales con los que se pudo asignar a estos depósitos una edad Autuniense. Se correlaciona con la Unidad Capas de la Ermita definida por Ramos (1979) en la Rama Castellana (Fig. 2.4).

Conglomerados y Lutitas de Araviana

Está constituida por conglomerados y lutitas de color rojo, en cuya parte superior pueden aparecer intercalaciones arenosas. Los conglomerados están constituidos por cantos cuarcíticos, areniscas y material volcánico, matriz arenoso-lutítica y cemento silíceo y ferruginoso. Con frecuencia llegan a ser granosostenidos. Suelen ser de naturaleza masiva, aunque en ocasiones presentan estratificación cruzada en surco y planar. Las arcillas pueden estar bioturbadas, con intercalaciones arenosas y niveles carbonatados. Presentan en ocasiones estratificación cruzada en surco a pequeña escala, *ripples* y laminación paralela. El espesor de esta unidad varía de 196 metros en la zona centro oriental a 62 metros en el sector suroeste de la Cordillera Ibérica, dentro del área estudiada. Esta unidad se apoya discordante sobre las pizarras, cuarcitas y areniscas del Cámbrico o sobre la Unidad de Arroyo Ruidero.

La definición de esta unidad se debe a Arribas (1985), para el área norte de la Rama Aragonesa. Podría corresponder a las unidades Conglomerados del Moncayo y Lutitas de Tabuena (Arribas, 1985) y con la Unidad Capas de Montesoro, descrita por Ramos (1979) en la Rama Castellana (Fig. 2.4). No existen criterios claros de datación pero podría oscilar entre el Pérmico superior y Triásico inferior o incluso medio (Rey y Ramos, 1991).

Contexto tectónico de las cuencas pérmicas

Los depósitos de la Unidad de Arroyo Ruidero están relacionados con materiales volcánicos de tipo ácido, contemporáneos con la sedimentación (De la Peña, *et al.*, 1977), que representan el final de la orogenia hercínica, caracterizada en el centro de la península por la existencia de cuencas de geometría y evolución compleja, ligadas a una subsidencia local rápida relacionada con sistemas de fracturas de desgarre (Sopeña y Ramos, 1985).

RAMA CASTELLANA (Ramos, 1979)	RAMA ARAGONESA (Arribas, 1984)		RAMA ARAGONESA (Rey y Ramos, 1991)	EDAD	
UNIDADES	SUBUNIDADES	UNIDADES	UNIDADES		
				KEUPER	TRIÁSICO
Capas de Royuela		Dolomías y margas Superiores	Dolomías, margas y calizas de Royuela	MUSCHELK.	
Capas Dolomíticas		Dolomías Basales	Dolomías de Tramacastilla		
Limos y areniscas abigarrados de Torete		Lutitas y margas de Trasobares	Limos y areniscas abigarrados de Torete	BUNTSANDSTEIN	
Limos y areniscas de Rillo	Dolomías de Illueca	Lutitas y areniscas de Calcena			
Areniscas del R o Arandilla	Arenisca y lutitas de Rané	Areniscas de Tierga	Areniscas de Tierga		
Nivel de Prado	Lutitas de Carcajejos				
Areniscas de Rillo de Gallo	Areniscas de Aranda				
Conglomerados de la Hoz del Gallo					
Capas de Montesoro	Lutitas de Tabuena	Conglomerados y lutitas de Araviana	Conglomerados y lutitas de Araviana	SAXON.	
	Conglomerados del Moncayo				
Capas de la Ermita			Lutitas areniscas y conglomerados del Arroyo Riduero	AUTUN.	

Figura 2.4. Correlación litoestratigráfica del Pérmico y Triásico de la Rama Castellana y Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

Arche y López-Gómez (1996) agrupan estos sistemas de fallas en cinco conjuntos de fallas normales que ejercen el control de la forma y localización del relleno pérmico, y posteriormente triásico, de la Cuenca Ibérica (Fig. 2.5): La Falla de la Serranía de Cuenca, la Falla de Molina-Teruel-Espadán, y la Falla de Ateca-Montalbán-Maestrazgo, todas ellas de dirección NO-SE, y la Falla de Teruel y la Falla de Requena-Castellón, de orientación NNE-SSO. Existe también un sistema de fallas de dirección NE-SO que se relevan y conectan entre sí, de forma arqueada, con una longitud que oscila entre los 50 y 70 kilómetros cada una, y que son cortadas por las fallas transversales direccionales de alto ángulo anteriormente citadas.

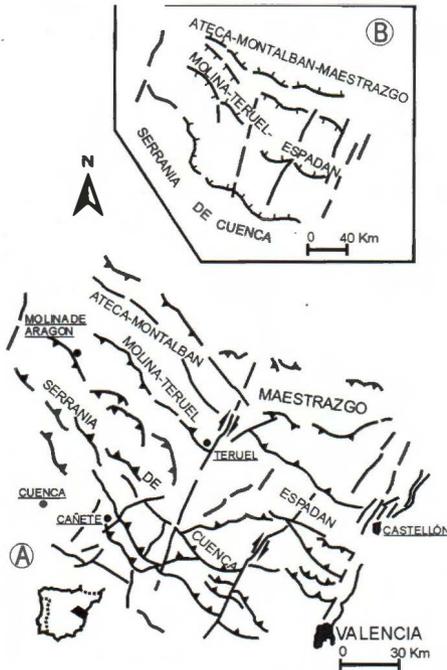


Figura 2.5. Los tres principales sistemas de cabalgamientos de dirección NW-SE en el NE de la Península Ibérica y reconstrucción de la Cuenca Ibérica durante el Pérmico Triásico. (A) En la actualidad. (B) Reconstrucción de las cuencas limitadas por fallas (modificado de Arche y López-Gómez, 1996).

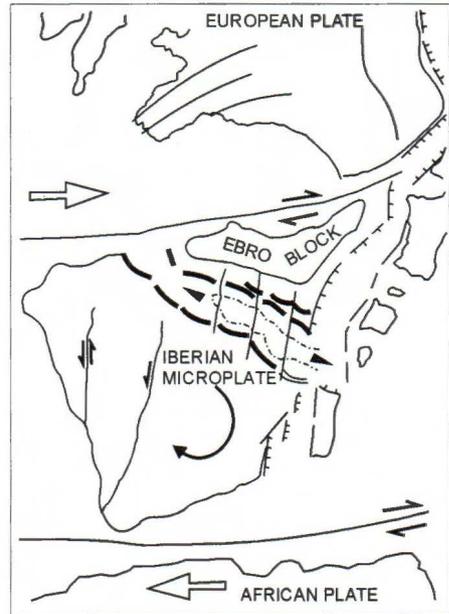


Figura 2.6. Esquema que muestra el desarrollo de la Cuenca Ibérica durante el Permo-Triás (extraído de Arche y López-Gómez, 1996).

El origen de la evolución tectónica tardihercínica es todavía discutido, y se han propuesto varias hipótesis que intentan explicar el desarrollo de la Cuenca Ibérica (Alvaro *et al.*, 1979; Sopena *et al.*, 1988). Todas ellas suponen que se trata de un surco abortado de un punto triple, generado por un *hot-spot* situado en la zona valenciana, y que se propagó desde el SE al NO (Fig. 2.6). Los otros dos surcos los constituirían la Cuenca Catalana y la Cuenca Valenciana-Prebética. Por lo tanto, se puede considerar la Cuenca Ibérica como un graben de Tipo McKenzie de cizalla pura, limitado por fallas lineales, verticales y profundas (Alvaro *et al.*, 1979).

Por otro lado, la Unidad de Araviana constituye un cambio importante en la evolución paleogeográfica. La sedimentación se generaliza en forma de complejos abanicos aluviales. Este episodio estaría probablemente relacionado con la degradación del área madre y la disminución en la actividad tectónica (Arche *et al.*, 1983; Sopena *et al.*, 1988).

3. TRIÁSICO

Para el Triásico se reconocen los tres litotipos germánicos del denominado Trías Ibérico (Sopeña *et al.*, 1988), es decir: Buntsandstein, Muschelkalk, con una sola barra carbonatada y Keuper (Fig. 2.3).

3.1. FACIES BUNTSANDSTEIN

Para los materiales del Buntsandstein se han diferenciado dos unidades litoestratigráficas (Rey y Ramos, 1991).

Areniscas de Tierga

Esta compuesta mayoritariamente por areniscas rojas o blancas, y lutitas. Las areniscas son de tamaño de grano variable, aunque predominantemente de grado medio. La matriz esta compuesta por minerales de arcilla y es muy escasa. Su estructuración interna es compleja, presentando estratificación cruzada en surco, planar y paralela. Pueden aparecer *ripples*. El espesor total varía entre los 40 a 80 metros. Se apoya discordante sobre la Unidad de Araviana.

Fue descrita originariamente por Arribas (1985) en el área septentrional de la Rama Aragonesa. Su edad es muy probablemente Triásico inferior-medio (Rey y Ramos, 1991).

Limos y Areniscas abigarradas de Torete

Esta unidad esta compuesta fundamentalmente por lutitas rojas con intercalaciones de areniscas de color ocre, blanco y rojo. Las areniscas pueden presentar estratificación cruzada en surco y planar, *ripples* y bioturbación. En los niveles lutíticos no suele apreciarse bien la estructura interna, excepto en ocasiones, donde se puede observar laminación paralela y estratificación lenticular de *ripples* en los niveles más arenosos. El espesor es de al menos 20 metros, aunque en algunas zonas se llega a reducir a menos de un metro. Se apoya concordante sobre la Unidad de Tierga.

Esta unidad fue definida originariamente por Ramos (1979) dentro de la Rama Castellana. Es correlacionable con la Unidad lutitas y yesos de Tramacastilla (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1985), que representa el tramo lutí-

tico-evaporítico intermedio de los niveles carbonatados del Muschelkalk y las Lutitas y areniscas de Calcena definidas por los mismos autores. No existen datos objetivos sobre la edad de esta unidad, pero Arribas (1985) y Sopeña *et al.* (1988) la incluyen en el Triásico medio.

3.2. FACIES MUSCHELKALK

Se reconocen las unidades Dolomías de Tramacastilla y Dolomías, margas y calizas de Royuela, definidas por Pérez-Arlucea y Sopeña (1985) en el noreste de la Sierra de Albarracín (Guadalajara) y observadas en las proximidades de la zona de estudio por Rey y Ramos (1991):

Dolomías de Tramacastilla

Está constituida por dolomías de color gris claro y rosáceo muy recristalizadas. Los niveles basales tienen intercalaciones de lutitas y areniscas de muy poco espesor. Aparecen *ripples* y bioturbación, y con menor frecuencia estratificación cruzada planar de bajo ángulo y laminación paralela. El espesor de esta unidad es de aproximadamente 60 metros. Es concordante sobre la infrayacente Limos y areniscas abigarradas de Torete.

Esta unidad fue definida por Pérez-Arlucea y Sopeña (1985) para la zona central de la Rama Castellana (Fig. 2.4). Se basan en la Unidad Capas Dolomíticas definida por Hinkelbein (1965,1969) para la zona de Albarracín (Teruel), y sería equivalente a las Dolomías Basales de Arribas (1985) para la zona norte de la Rama Aragonesa. Por su posición estratigráfica en relación con los datos obtenidos por Marín (1974) en el área de Montalbán (Teruel), así como por las correlaciones realizadas por Arribas (1985) y Sopeña *et al.* (1988) puede atribuirse al Landiense.

Dolomías, margas y calizas de Royuela

Esta unidad la constituyen dolomías margosas y dolomías que alternan con margas. Ocasionalmente, hacia techo, aparecen también margas dolomíticas. Se observa estratificación cruzada planar, laminación debida a *ripples* y paralela, y nódulos ferruginosos a techo de algunos niveles. La bioturbación es muy abundante. El mayor espesor observado es de 30 metros. El límite inferior lo constituyen las Dolomías de Tramacastilla sobre las que se encuentran en continuidad sedimentaria.

Esta unidad fue definida por Pérez-Arlucea y Sopeña (1985) en la Rama Castellana a partir de la Unidad Capas de Royuela (Hinkelbein, 1965 y 1969) en Albarracín (Teruel). Equivaldría a las Dolomías y margas Superiores definidas por Arribas (1985) en la zona norte de la Rama Aragonesa (Fig. 2.4). Se le ha atribuido una edad Landiense en base a las correlaciones establecidas en áreas cercanas por diferentes autores (Marín, 1974; Arribas, 1985; Sopeña *et al.*, 1988).

La Unidad de Tierga representa una evolución, con respecto a la Unidad de Araviana descrita anteriormente, a un sistema fluvial más jerarquizado. Posteriormente este sistema progresa desde un sistema continental siliciclástico hasta un ambiente carbonatado marino. La Unidad de Torete se deposita en un área relativamente plana, con baja pendiente donde sólo ocasionalmente se producirían inundaciones marinas de agua somera. Estos ambientes están relacionados con la etapa transgresiva del Tethys durante el Landiense, que culmina con el depósito de la unidades de Tramacastilla y de Royuela, ésta última ya de marcado carácter regresivo (Arribas, 1987). Localmente y anterior a la finalización de esta etapa se produce la sedimentación de la Unidad de Illueca en un ambiente de plataforma dominada por mareas, con presencia de secuencias transgresivas (Arribas y De la Peña, 1984).

3.3. FACIES KEUPER

La unidad está constituida por arcillas rojas, margas, limolitas y niveles de yesos blancos con texturas de origen sedimentario, que no supera los 140 metros de potencia. Se interpretan como depósitos correspondientes a ambientes de *lagoon* hipersalino o *sebkh*as continentales en clima árido, con etapas de intensa evaporación.

Paleogeografía y tectónica triásica

Tallos (1984) a partir de los trabajos realizados por la JEN (1975, 1977a,b, 1978a,b) y continuados por ENUSA (1981) establece un modelo paleogeográfico para la evolución sedimentaria de las facies Buntdsandstein en la Rama Aragonesa. La orientación de la cuenca coincidiría con la que presentan actualmente los afloramientos, según una alineación NO-SE a NNO-SSE (Fig. 2.7). Se trataría de un *semigraben* complejo del que sólo se conoce el borde meridional, limitado por una fractura de zócalo, a la que

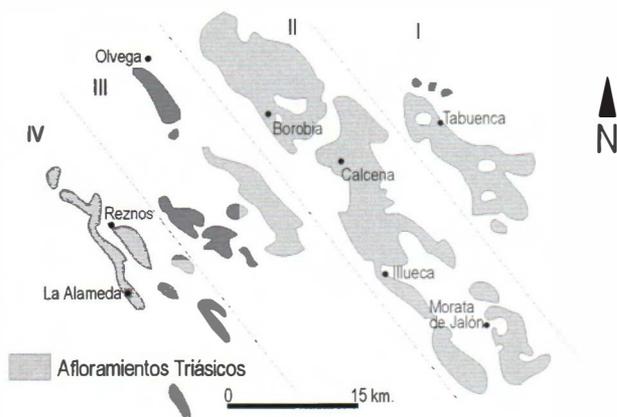


Figura 2.7. Distribución de los afloramientos triásicos en la Rama Aragonesa (extraído de Tallos, 1984).

este autor denomina Falla de Cardejón. Al sur de esta falla se situaría el umbral de Montalbán, área fuente de los materiales Triásicos. En las etapas finales de depósito de las facies Buntsandstein se produce un basculamiento de la zona central (sector II de la Fig. 2.7) hacia el NO que divide el graben en dos surcos (sectores I y III de la Fig. 2.7), que siguen también las direcciones del plegamiento hercínico. El movimiento en tijera de las fallas de zócalo han provocado zonas de subsidencia diferencial dentro del área general de depósito: Moncayo-Olvega y Tabuena-Rodanas.

Asimismo, García-Gil y Sopena Ortega (1988) observan en la Rama Castellana que las directrices estructurales que afectan a la serie mesozoica, NO-SE y SO-NE, coinciden con las principales líneas paleogeográficas durante la sedimentación triásica. Distinguen dos zonas de surco de dirección N-S y NO-SE y tres zonas de umbral, coincidentes con la dirección de la llamada fracturación tardihercínica. Esta misma área ha sido estudiada por Pérez-Arlucea (1991) y Muñoz *et al.* (1992), quienes utilizan el análisis de las diagráfias y la información de ripios y testigos de los sondeos 055-GORMAZ y 493-EL GREDAL correlacionados con los afloramientos de superficie. Han destacado como características más importantes las variaciones de la profundidad del basamento paleozoico y de la potencia de los depósitos del Buntsandstein, y la delimitación de la zona de plataforma carbonatada de la transgresión del Tethys hacia el oeste de la Rama Castellana. Esta estructuración ha sido explicada por la actividad de fracturas de zócalo, tal y como se observa en la figura 2.8, que compartimentan la cuenca en una serie de *horst-grabens* de orientación preferente NO-SE y aproximadamente N-S a NE-SO (Capote *et al.*, 1982; Arche y López Gómez, 1996).

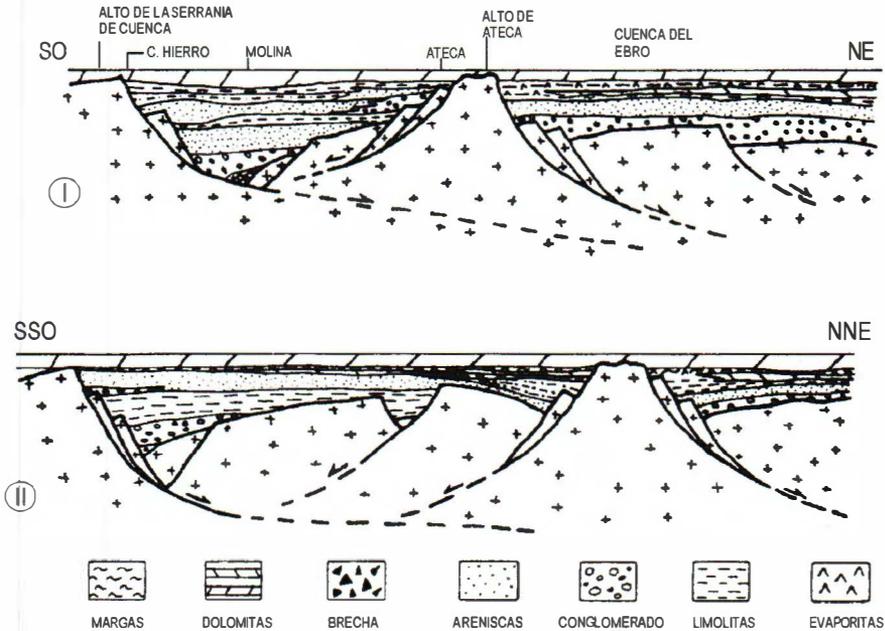


Figura 2.8. Hipotética reconstrucción de la Cuenca Ibérica y el SW de la Cuenca del Ebro después del depósito de los sedimentos del Triásico medio. El Umbral de Ateca-Montalbán y el Umbral de la Serranía de Cuenca son los límites de la cuenca. (extraído de Arche y López-Gómez, 1996).

4. JURÁSICO MARINO

El Jurásico de la Cordillera Ibérica está constituido fundamentalmente por una sucesión de rocas carbonatadas con intercalaciones de tramos margosos. Estos materiales han sido subdivididos en una serie de unidades litoestratigráficas de amplia extensión regional, que han podido ser reconocidas y cartografiadas a escala regional y de síntesis en prácticamente toda la Cordillera Ibérica.

De las unidades que se van a describir a continuación, la Formación de Imón definida por Goy *et al.* (1976) y Gómez y Goy (1979), se considera dentro del tránsito Triásico-Jurásico. Las restantes unidades litoestratigráficas, definidas por Goy *et al.* (1976), Gómez (1979), Gómez y Goy (1979), Comas Rengifo (1982), Dragastan *et al.* (1987) y Wilde (1988a, b), son consideradas de edad jurásica (Fig. 2.9).

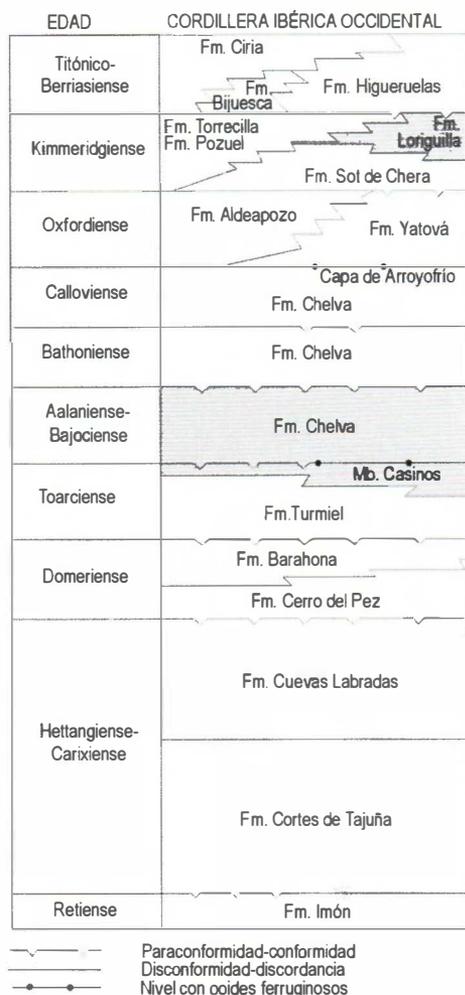


Figura 2.9. Unidades estratigráficas reconocidas en la secuencia Jurásica de la Cordillera Ibérica (modificado de Aurell, 1990). En fondo gris se han señalado las unidades que no afloran en nuestra zona de estudio.

Dolomías tableadas de Imón

Compuesta por un conjunto de 25 a 30 metros de espesor de dolomías cristalinas grises a beiges bien estratificadas en capas de 10-30 centímetros, con intercalaciones de otras algo más gruesas. La unidad esta limitada tanto en su base como en su techo por sendas discontinuidades estratigráficas. La edad de esta unidad permanece incierta, aunque algunos autores (Goy *et al.*, 1976; Goy y Yébenes, 1977; Capote *et al.*, 1982) opinan que esta unidad podría pertenecer al Triásico superior, atribuyendo una edad Noriense a la discontinuidad situada a techo (Yébenes *et al.*, 1988).

Carniolas de Cortes de Tajuña

Está compuesta por un conjunto de dolomías cristalinas beiges a grises y amarillentas y brechas dolomíticas, masivas a mal estratificadas y oquerosas, que alcanza un espesor entre 70 y 140 metros. A partir de sondeos petrolíferos en la Cordillera Ibérica y en sus zonas marginales, así como de las observaciones

de superficie que pueden realizarse en algunas localidades (Gómez, 1991), se puede deducir que el equivalente lateral en el subsuelo de la Formación Cortes de Tajuña está constituido por un conjunto de sales, gene-

ralmente anhidrita, con intercalaciones de dolomías, que puede llegar a tener varios cientos de metros de espesor. En el sondeo Castilfrío-1, situado a unos 45 kilómetros al noroeste de Ciria, sobre 157 metros de anhidritas gris-blancas con escasas intercalaciones dolomíticas atribuidas al Keuper, se encontraron 50 metros de dolomías grises con intercalaciones anhidríticas y 75 metros de anhidritas blancas con intercalaciones de dolomías, representando el equivalente lateral de la Formación Cortes de Tajuña. Yébenes *et al.* (1988) basándose en criterios de estratigrafía secuencial opinan que la edad de esta unidad es Hettangiense-Sinemuriense.

Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas

El conjunto inferior consta de 200 metros de calizas grises bien estratificadas, localmente beiges a rojizas y localmente recristalizadas. Ocasionalmente las calizas pueden tener aspecto noduloso y contener intercalaciones de calizas margosas. Entre las calizas predominan claramente las micríticas (*mudstone*), pero también se encuentran intercalaciones de calizas *wackestone*, *packstone* y *grainstone* bioclásticas. La edad de esta formación es Pliensbachiense inferior (Yébenes *et al.*, 1988).

Margas grises de Cerro del Pez

Está constituida por margas grises, fétidas, con los planos de estratificación ondulados y aspecto noduloso. Su espesor máximo medido es de 15 metros. El contenido fósil es escaso, encontrándose restos de bivalvos y belemnites, y la bioturbación es moderada. Dentro de esta unidad se encuentra el límite Pliensbachiense inferior (Carixiense) y el Pliensbachiense superior (Domeriense) (Gómez, 1991).

Calizas bioclásticas de Barahona

Su espesor varía entre los 6 y los 30 metros. Está compuesta por una sucesión de calizas *wackestone* a *packstone* bioclásticas, de tonos grises a beiges, fétidas, dispuestas en capas de 5 a 20 centímetros, con los planos de estratificación ondulados. En el techo de la unidad se reconoce una costra ferruginosa bien desarrollada. Las estructuras sedimentarias son escasas. En base a su contenido paleontológico puede asignarse a esta unidad una edad Pliensbachiense superior (Domeriense) (Gómez, 1991).

Alternancia de margas y calizas de Turmiel

El espesor de los materiales correspondientes a esta unidad es de aproximadamente 60 metros. Está compuesta por una alternancia de margas grises y calizas micríticas (*mudstone* a *wackestone*, ocasionalmente *packstone*) grises a beige con proporción variable de bioclastos, frecuentemente con los planos de estratificación ondulados y aspecto noduloso. Las estructuras sedimentarias son muy escasas. Goy y Ureta (1986) asignan una edad Aalenense para el techo de esta unidad.

Formación carbonatada de Chelva

Dentro de esta Formación pueden distinguirse dos tramos: uno inferior, fundamentalmente micrítico, con un espesor de 12 metros, compuesto por una sucesión de calizas *wackestone* bioclásticas con calizas *packstone* y *grainstone* bioclásticas en mucha menor proporción, de colores grises a beige; y otro superior, separado del inferior por un nivel de removilización con una costra ferruginosa, que está constituido por un conjunto de calizas *grainstone* oolíticas grises con los oolitos generalmente bien clasificados, dispuestos en capas y bancos gruesos a muy gruesos, con intercalaciones muy escasas de calizas *mudstone* y de calizas *wackestone* a *packstone* oolíticas. El espesor total de este segundo tramo es muy próximo a los 200 metros, disminuyendo hacia el sureste, donde se encuentran espesores de 75 metros (Wilde, 1988a, b). La unidad termina en una costra ferruginosa bien desarrollada sobre la que se apoya la unidad siguiente. Este tramo superior, el mismo autor, lo define como una unidad formal con el mismo rango que la Formación Chelva a la que denomina Formación Calizas oolíticas de Manubles, y a la que asigna una extensión local circunscrita al área de Ciria, Torrelapaja, Berdejo y Bijuesca. La edad de esta unidad es Bajociense inferior-Calloviense inferior a medio (Sequeiros y Meléndez, 1979; Goy *et al.*, 1979).

Formación Yátova

La base de esta formación está constituida por calizas micríticas con moldes fosfáticos de ammonites, así como abundantes granos siliciclásticos tamaño limo, subredondeados. Sobre este nivel se desarrollan facies biomicríticas, constituidas por una alternancia de margas y calizas, con esponjas y corales solitarios, que caracterizan esta formación. Las esponjas y corales pueden contribuir a formar montículos con mucho fango

micrítico y escaso desarrollo vertical. Puede alcanzar espesores próximos a los 10 metros. La edad de esta unidad es Oxfordiense medio-superior, coincidiendo el techo con el límite del Kimmeridgiense (Goy *et al.*, 1979; Sequeiros y Meléndez, 1979; Meléndez, 1984).

Formación Sot de Chera

Se sitúa sobre la superficie de discontinuidad desarrollada a techo de la Formación Aldealpozo. En su base aparecen dos metros de margocalizas con abundantes fósiles: grandes bivalvos y crinoideos. El resto de la unidad está constituida por margas negras con abundantes granos siliciclásticos, y escasos bioclastos dispersos: crinoideos, serpúlidos, bivalvos, corales solitarios, ostrácodos, así como abundantes restos vegetales. Su potencia media es de unos 50 metros decreciendo hacia el oeste. A partir del contenido en ammonites, esta unidad ha sido datada como Oxfordiense medio-superior (Sequeiros y Meléndez, 1979; Goy *et al.*, 1979).

Calizas con oncolitos de Hiqueruelas

Está compuesta por una sucesión de 70 metros de espesor de calizas con abundantes oncolitos y oolitos, generalmente *grainstone* y a veces *packstone*, bioclásticas y localmente con intraclastos y granos de cuarzo dispersos, estratificadas en capas gruesas a muy gruesas. Se intercalan tramos de calizas *grainstone* a *packstone* con abundantes restos de organismos entre los que se reconocen fragmentos de corales coloniales ramosos y corales de formas planares. Son frecuentes las bioconstrucciones de corales, así como sus facies asociadas. Se atribuye a esta unidad una edad Kimmeridgiense (Gómez *et al.*, 1991).

Calizas y areniscas cíclicas de Aldealpozo

Uno de los mejores afloramientos de esta unidad está situado en las proximidades de la población de Aldealpozo, donde se encuentra una sucesión de poco más de 70 metros de espesor que Aurell (1990) divide en dos miembros: un "Miembro inferior margoso" y un "Miembro superior arenoso". El primero de ellos consta de un conjunto margoso, con intercalaciones de bancos carbonatados discontinuos, con escasos bioclastos (corales solitarios, equínidos, ammonoideos) y granos siliciclásticos, poco cementados, que presentan estructuras tractivas de corriente tales como *ripples* y laminaciones cruzadas planares de escasa continuidad lateral. Su

potencia es variable y oscila entre los 20 y 25 metros. El segundo es una unidad competente y bien cementada de naturaleza siliciclástica. Se distinguen dos facies dominantes: areniscas que muestran morfologías de barras, con potencias entre 0,1 y 0,2 metros, y laminaciones cruzadas en surco. Su potencia es variable, pues su techo presenta una superficie de erosión de amplitud variable. Los espesores máximos pueden alcanzar potencias próximas a los 50 metros. En base al contenido paleontológico se le atribuye una edad Oxfordiense-Kimmeridgiense (Gómez *et al.*, 1991).

Formación Torrecilla de Cameros

Se trata de una unidad calcárea, estratificada en bancos gruesos o masiva, con gran cantidad y variedad de componentes aloquímicos, entre los que destacan las colonias de corales y las algas, siendo especialmente abundantes los oncolitos. Dominan las texturas de *boundstone*, *rudstone* y *floatstone*. La influencia siliciclástica es escasa. Su potencia es variable, y rara vez sobrepasa los 20 metros. Su edad es Kimmeridgiense inferior (Alonso y Mas, 1990).

Formación Bijuesca

Descrita por Aurell (1990), se caracteriza por el predominio de facies con bloques y conglomerados con cantos calcáreos, normalmente procedentes del desmantelamiento de las unidades marinas jurásicas. Estas facies se asocian con otras arenosas y arcillosas rubefactadas, dando secuencias granodecrecientes de potencias métricas a decamétricas. La potencia de esta unidad es extremadamente variable pasando de zonas donde está ausente o escasamente representada (5-10 metros) a otras donde puede sobrepasar los 300 metros. En su localidad tipo su espesor es de 135 metros. Su edad es Titónico-Berriasiense.

Formación Ciria

Ha sido definida por Aurell (1990). Se inicia con unos bancos arenosos groseros muy micáceos, poco cementados y con estructuras lamina-das tractivas. Por encima aparecen margas y arcillas con señales de eda-fización y aspecto marmorizado. Estos niveles se encuentran coronados por una brecha calcárea de base irregular y aspecto canaliforme. A techo se encuentra un nivel de calizas micríticas y biomicríticas intraclásticas, y morfologías irregulares de aspecto lenticular. Entre estas facies se interca-

lan tramos más margosos, con abundante flora de carofitas. Esta unidad tiene una potencia de 120 metros disminuyendo hacia el sureste. Presenta asociaciones de carofitas significativas del Berriasiense inferior-medio (Schudack, 1987; Martín i Closas, 1989).

Los depósitos de la Cuenca Ibérica durante el Hettangiense-Cariense son propios de una plataforma interna carbonatada de gran extensión en los que se reflejan sucesivos episodios de inundación. Durante el Domeriense los sedimentos son típicos de ambientes más someros, predominando los depósitos margosos correspondientes a ambientes de cuenca de intraplataforma, durante un periodo de generalización de las condiciones pelágicas. En el Toarciense se vuelve a producir una profundización de la cuenca, observándose facies de plataforma abierta. La sedimentación durante el Bajociense se trata de sedimentos depositados en ambientes someros, con episodios de exposición subaérea. Durante el inicio del Bajociense superior se manifestó una tendencia a la profundización de la cuenca con un dominio de facies de plataforma abierta, que se caracteriza por la existencia de calizas con microfilamentos a partir del Bathoniense, hecho que refleja una sedimentación de mar abierto con menor energía. Estas facies características de plataforma abierta se mantienen hasta el Oxfordiense. A partir de este momento, hacia el oeste, la serie se hace progresivamente más detrítica durante el Kimmeridgiense-Portlandiense. En la parte norte de la cuenca se observa una tendencia general a la regresión, apareciendo descargas detríticas en la sedimentación carbonatada del Jurásico medio-superior. El medio de sedimentación pasa de marino a fluvio-lacustre.

Tectónica jurásica

Los principales elementos paleogeográficos que han actuado durante la sedimentación de las cuencas jurásicas del este de Iberia son: el Macizo del Ebro, el Estrecho de Soria y la Meseta Ibérica (Fig. 2.10). Hacia el este, se reconoce una zona de umbral sedimentario, el denominado Umbral de Ejulve. Todos estos accidentes fueron reconocidos por Bulard (1972). Gómez (1979) también identifica la existencia de una estructura, a la que denomina Flexión Suroccidental, que es la responsable de la creación del denominado Surco Ibérico. Este accidente parece no haber tenido gran relevancia durante la sedimentación del Jurásico superior, aunque existen algunos indicios de reactivación durante el límite Oxfordiense-



Figura 2.10. Principales elementos paleogeográficos que han controlado la sedimentación del Jurásico al este de Iberia (extraída de Gómez, 1979).

Kimmeridgiense. Es el caso de la denominada por Aurell y Meléndez (1989) Falla del Jiloca.

El Lías se caracteriza por la existencia de una plataforma carbonatada homogénea donde se depositaron las distintas unidades de esta edad. Por el contrario, el Dogger y Malm suponen una etapa de inestabilidad tectónica, con reactivación de accidentes del zócalo, que implica la fragmentación de esta plataforma (Álvaro et al., 1979). Algunas manifestaciones

de esta actividad tectónica son las emisiones volcánicas registradas entre el Toarciense y el Bathoniense (Gómez et al, 1976), así como ligeras discordancias angulares que se observan entre el Jurásico medio y superior (Aurell, 1990; Aurell et al., 1997). Asimismo, la existencia de superficies planares de truncación erosional, demuestra la existencia de una etapa de basculamiento de bloques con posterior arrasamiento. Esta etapa de inestabilidad tectónica tiene un registro muy general en una amplia región comprendida entre el Atlántico Norte y el Tethys (Ziegler, 1988b). También se registran en las Cuencas Béticas (Vera, 1988). De acuerdo con el reciente estudio realizado por Fernández-López et al. (1996), durante el Dogger la parte nororiental de la Cuenca Ibérica se estructura como una extensa plataforma carbonatada: la Plataforma Aragonesa. Esta plataforma se encuentra limitada en su parte oriental por el Macizo Catalán al norte y el Alto del Maestrazgo, al sur. Asimismo, la Cuenca Ibérica se comunicaría con la Cuenca Catalana, al este, por el denominado Estrecho de Beceite. Ambas cuencas muestran una polaridad paleogeográfica submediterránea abriéndose hacia el Tethys occidental (Fig. 2.11).

La distribución de las facies y los espesores de los materiales del Dogger en la Plataforma Aragonesa muestra una disposición en bandas paralelas bien delimitadas con orientación NE-SO. Esto ha llevado a algunos autores (Lardiés, 1990; Lardiés et al., 1988; Meléndez et al., *in litt.*) a sugerir la existencia de un control tectónico sobre la sedimentación y a proponer la presencia de una serie de fallas sinsedimentarias con esta dirección, que delimitaría distintos surcos sedimentarios con características propias (Fig. 2.12). Estos surcos tienden a ser compensados y rellena-

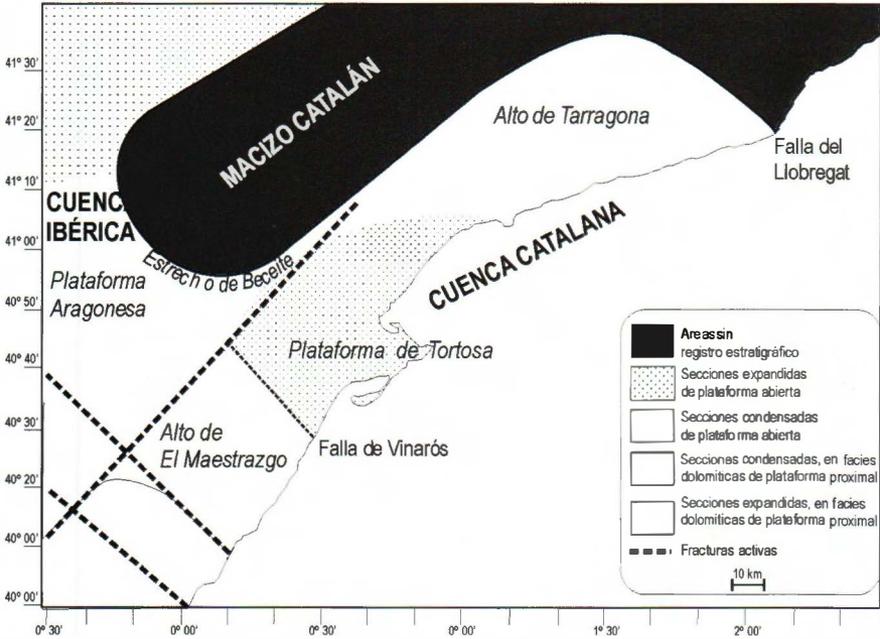


Figura 2.11. Principales elementos paleogeográficos durante el Jurásico medio en la zona de entronque entre las cordilleras Costero-Catalana e Ibérica. Algunos límites de estos elementos paleogeográficos están controlados por fallas con orientaciones predominantes noreste y sureste (extraído de Fernández-López et al., 1996).

dos en el transcurso del Jurásico medio de forma que en el inicio del Oxfordiense el relieve de la cuenca debió de ser muy homogéneo y peniplanizado, abierto hacia el NO. La homogeneidad de la cuenca, heredada del Jurásico medio, permite la implantación de rampas de escasa pen-

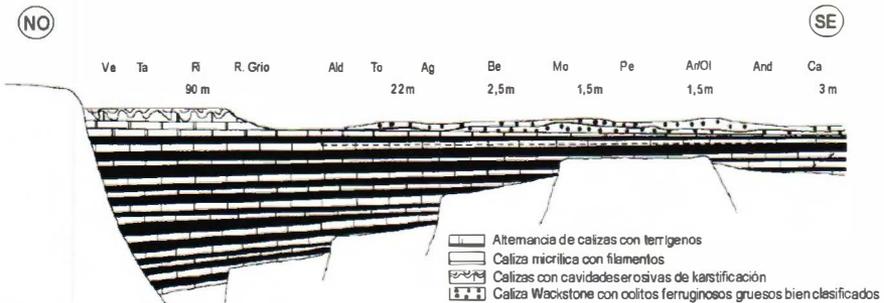


Figura 2.12. Distribución de facies y espesores para los materiales del Calloviense en la Plataforma Aragonesa: Ve: Veruela; Ta: Talamantes; Ri: Ricla; Ald: Aladrén; To: Tosos; Ag: Aguilón; Be: Belchite; Mo: Moneva; Pe: Peñisquera; Ar/Ol: Ariño-Oliete; And: Andorra; Ca: Calanda (extraído de Lardiés et al., 1997)

diente, muy homogéneas y extensas en el transcurso del Oxfordiense y del Kimmeridgiense.

En el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense se detecta una etapa de actividad de algunos accidentes de zócalo, que implica la aparición de surcos sedimentarios en las zonas marginales de la cuenca (Aurell, 1990). En concreto, en el dominio correspondiente a la Cuenca Ibérica se observan una serie de surcos y umbrales alineados según una dirección NNO-SSE (Bádenas y Aurell, 1997): (1) En su zona central se situaría la alineación de los surcos de Ricla, Palomera, Jabaloyas-Riodeva, Chelva y el posible surco de Carcelén, con espesores máximos de sedimento que oscilan entre 200 y 230 metros. Dichos surcos están a su vez separados por zonas de menor subsidencia que muestran una dirección variable, desde E-O a NE-SO. (2) Más hacia el este se encuentran los umbrales de Ejulve-Montalbán y de Castellón-Valencia. El primero actúa como zona emergida al final del Jurásico medio (Aurell, 1990), si bien durante el Kimmeridgiense representa probablemente una zona emergida de menor extensión. El segundo es un área de menor subsidencia con un espesor de sedimentos inferior a los 100 metros. (3) En la parte oriental se situaría el surco del Maestrazgo, donde se encuentran las mayores acumulaciones de sedimento, con espesores superiores a los 500 metros (Salas, 1987).

Al final del Jurásico superior se constata un progresivo levantamiento de la Meseta (que a partir del Titónico está anexionada al Macizo del Ebro), produciéndose un importante surco sedimentario al SE de la Cordillera Ibérica. Este ciclo se cierra con una nueva etapa de fracturación por la reactivación las estructuras tardihercínicas durante el Hauteriviense-Barremiense (Cretácico inferior).

5. JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR

5.1. FACIES PURBECK-WEALD

Los materiales de estas facies que afloran en el área de estudio forman parte del conjunto sedimentario de la cuenca jurásica-cretácica de Cameros, y se localizan en su extremo sur. Estos materiales despertaron el interés de numerosos autores franceses y alemanes, que establecieron diferentes subdivisiones litoestratigráficas para estos sedimentos (Fig. 2.13). Los primeros datos sobre estos materiales son de Palacios (1882, 1890) y de Palacios y Sánchez Lozano (1885), que consideran la existen-

cia de una secuencia continental independiente, el Urgo-Aptiense, discordante entre el Weald y las Formación Utrillas. En cambio, Beuther (1966) y Tischer (1966) consideran que todos los materiales pertenecen al mismo megaciclo (Weald) y establecen la primera y más completa subdivisión litoestratigráfica de estos materiales en cinco grupos, que son, de más antiguo a más moderno: Grupo de Tera (siliciclástico); Grupo de Oncala (carbonático); Grupo del Urbión (siliciclástico); Grupo de Enciso (mixto) y Grupo de Oliván (siliciclástico). Estos autores suponen estos depósitos originados en un ambiente deltaico. La datación a partir de restos fósiles (ostrácodos) dan una edad Jurásico superior-Cretácico inferior. Los materiales que afloran en el borde norte de nuestra área de estudio, pertenecerían según Beuther (1966) a los Grupos, Tera, Oncala y Urbión.

Con posterioridad, otros autores han realizado distintas divisiones litoestratigráficas (Meléndez, 1978; Salomon, 1982a, 1984; Guiraud, 1983; Guiraud y Seguret, 1985; Martín i Closas, 1989; Clemente y Alonso, 1990; Gómez Fernández, 1992; Mas *et al.*, 1993; Gómez Fernández y Meléndez, 1994) (ver Fig. 2.13). A continuación enumeraremos y describiremos brevemente las formaciones, de más antiguas a más modernas, de edad Cretácico inferior definidas por Clemente y Alonso (1990) para el sector occidental y las unidades descritas por Gómez Fernández (1992) para el sector oriental del borde meridional de Cameros, en la provincia de Soria.

Sector occidental

Formación Golmayo

Esta unidad, definida informalmente con el rango de formación (ya que no se conoce su base), es equivalente a la Unidad A de Meléndez (1978). Esta formada por unos 700 metros de areniscas, arcillas, calizas y margas, y de manera subordinada y hacia techo, conglomerados silíceos y calcáreos. Se puede considerar equivalente también al Ciclotema I (Formaciones de Tera, Magaña y Matute) de Guiraud y Séguret (1985), que incluye al Grupo Tera y la base del Grupo Oncala de Beuther (1966) y Tischer (1966).

Formación de la Cuerda del Pozo

Es equivalente al Ciclotema II (Formaciones Huérteles, Aguilar y Valdeprado) de Guiraud y Séguret (1985), a la parte superior del Grupo Oncala de Beuther (1966) y Tischer (1966), a la Unidad B de Meléndez (1978), y

Unidades litoestratigráficas	Unidades litoestratigráficas	Ciclos	Unidades litoestratigráficas	Ciclo-temas	Secuencias deposicionales	UL Formaciones	Unidad Cronoes. Secue. Deposi.	Aloformaciones	
GRUPO DE OLIVAN	W Fm. de Enciso Fm. de Urbión	B III	Fm. de Grávalos	IV	Hauteriviense terminal-Aptense	Fm. Abejar	BARREMIENSE - APTIENSE	SD5	
GRUPO DE ENCISO			Fm. de Oliván						III ₂
GRUPO DE URBION			Fm. del Cidacos Fm. de Las Casas	GRUPO DE URBION Serie de Vadillo Serie de Leza Serie de Piqueras Fm. de Yanguas Fm. de Valdemadura Serie de Santos Serie de Cabrejon	III ₁				
GRUPO DE ONCALA	W Fm. de Yanguas Fm. de El Royo Fm. de las Aldehuelas Fm. de Villar del Río Fm. de Matule Fm. del P. del Duero Fm. de Matule	E D C B A	Fm. de Cervera Fm. de Inestritillas	II ₂	Berriasiense medio	Fm. Pantano de la Cuerda del Pozo	? BERRIASIENSE ?	SD 4	
			Fm. de Valdeprado						II ₁
			Fm. de Huérteles Fm. de Aguilar	II ₁					
			Fm. de Matute		II ₂				Tithónico-Berriasiense inferior
GRUPO DE TERA	N Grupo de Torrecilla Grupo de Garay Grupo de Remieblas Grupo del Madero Grupo de Cirfa	E I	Fm. de Tera Fm. de Magaña	I ₁		Fm. Golmayo		SD 3 SD 1	Afm. S ^o de Matute Afm. Agreda Afm. Magaña

Figura 2.13. Cuadro resumen de las unidades litoestratigráficas definidas para las facies Purbeck-Weald de la Sierra de Cameros. El color gris de los cuadros indica formaciones equivalentes que ha sido colocadas en distinta posición estratigráfica por los diferentes autores (modificado de Casas Sainz, 1990).

constituye en la zona norte la base de lo que Salomon (1982a) llama Grupo Salas. Se apoya discordante, en la zona norte del borde meridional de la Cuenca de Cameros, sobre las calizas lacustres de la Sierra de Matute (Guiraud y Séguret, 1985). En la zona suroriental se apoya sobre la Formación Golmayo. Su techo está también limitado por una discordancia que la separa de la Formación Abejar. La unidad esta formada por 800 metros de areniscas y arcillas, con intercalaciones conglomeráticas en la base.

Formación Abejar

Es equivalente a la parte superior de lo que Salomon (1982a) definió como Grupo Salas, fue descrita como Grupo Urbión por Beuther (1966) y Tischer (1966) y se corresponde con las unidades C y D de Meléndez (1978). Está formada por unos 1300 metros (zona de máxima potencia) de conglomerados y gravas, arenas silíceas, limos y arcillas. Consta de tres ciclos sedimentarios, y debido a sus variaciones de facies se ha distinguido el Miembro Frentes. Los materiales de esta misma edad más próximos con carácter marino se encuentran hacia el sureste, en el sector del Puerto de Bigornia, en el límite de las provincias de Soria y Zaragoza, donde Alonso y Mas (1988), han identificado una unidad (C2) que interpretan como los materiales del ciclo sedimentario Barremiense-Aptiense.

La evolución sedimentológica durante el Cretácico inferior en este sector de la Sierra de Cameros tiene lugar en ambientes de abanicos aluviales y sistemas fluviales (Fig. 2.14).

Evolución tectónica del sector occidental

El borde sur de la zona donde tuvo lugar la sedimentación se caracteriza por la existencia de dos fallas activas. El límite suroccidental coincide con la Falla de San Leonardo (Morillo y Meléndez, 1972; Salomon, 1982a) de dirección NO-SE, y el límite en las proximidades de la localidad de Soria lo constituiría la Falla de las Cuevas de Soria (Clemente y Alonso, 1990), también denominada de Las Fraguas (Clemente y Alonso, 1988) o Falla de Soria (Maestro González y Casas Sainz, 1995a; Casas Sainz y Maestro González, 1996) de dirección NE-SO. En la zona de intersección de las mismas se produjo el depósito de una potente serie originada por un sistema fluvio-lacustre en una llanura aluvial fangosa, con charcas efímeras y canales de alta sinuosidad divagando en la llanura. Son facies distales de un sistema fluvial cuya zona proximal estaría situada hacia el sur

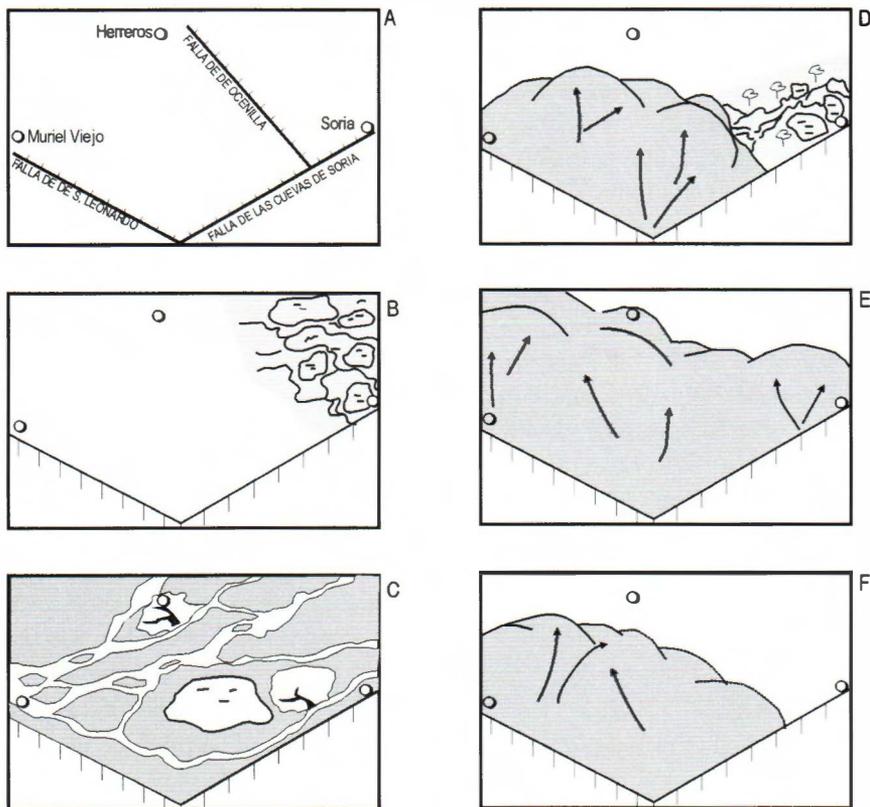


Figura 2.14. Esquemas evolutivos de las principales etapas evolutivas es este sector de la cuenca. A. Esquema estructural. Principales accidentes tectónicos involucrados en la sedimentación. B. Berriasiense inferior? Fm. Golmayo. C. ¿Berriasiense? Fm. Pantano de la Cuerda del Pozo. D, E y F. Barremiense-Aptiense. Fm. Abejar. Los esquemas corresponden a los tres ciclos de progradación-retrogradación (extraído de Clemente y Alonso, 1990).

y el oeste. Esta primera secuencia corresponde con la Formación Golmayo (Clemente y Alonso, 1990).

Posteriormente, y durante una etapa de inestabilidad y cambio en la actividad tectónica, se instala una red fluvial cuya área fuente se sitúa al oeste (Fig. 2.14). Estos depósitos dan lugar a una secuencia de depósito correspondiente con la Formación Pantano de la Cuerda del Pozo (Clemente y Alonso, 1990; y Clemente y Pérez-Arlucea, 1993).

Durante el Barremiense superior-Aptiense el depocentro de la cuenca se desplaza a su borde suroriental. Se originan importantes abanicos aluviales y llanuras aluviales de tipo *braided*, procedentes de este borde.

Estos depósitos constituyen la denominada Formación Abejar (Clemente y Alonso, 1990). Tras esta secuencia se produjo una reactivación de las estructuras (movimientos Aústricos, Morillo y Meléndez, 1972) que conllevó la generación de un relieve positivo y la erosión de parte de los sedimentos de esta última formación antes del depósito discordante de las Arenas de Utrillas.

Sector oriental

Aloformación Agreda

Estos depósitos corresponderían a la parte inferior del Grupo Tera (Tischer, 1965) y al Ciclo I de Salomon (1982a) que lo divide en varios grupos, y que en la zona de estudio son: G. Torrecilla, G. de Garray, G. de Renieblas y G. del Madero. El este de la cuenca corresponde al Grupo I₁ (Fm. Tera) de Guiraud (1983), mientras que el área noroeste estaría comprendida dentro del Grupo I₂ (Fm. Magaña). Esta unidad se apoya discordante sobre las infrayacentes: Formaciones Aldeapozo y Torrecilla (Alonso y Mas, 1990). Llega a alcanzar una máxima potencia de 255 metros en las proximidades de Agreda, a partir de donde parece que disminuye rápidamente su espesor hacia el sureste y oeste. La litología predominante es de naturaleza detrítica, si bien presenta dos paquetes de caliza de unos 15 metros de potencia.

Aloformación Magaña

Equivale a parte del Grupo Tera y en algunas zonas también incluye la parte inferior del Grupo Oncala (Tischer, 1965). En casi toda la cuenca es equiparable al Ciclo IIA de Salomon (1982a), pero en el noroeste quedaría incluida en los ciclos I y IIC del mismo autor. Equivale también a la parte inferior del grupo I₂ (Fm. Magaña) de Guiraud (1983), aunque al oeste incluye a los depósitos del Grupo I₁ (Fm. Tera). Se dispone por lo general en paraconformidad sobre la Aloformación Agreda, pero en ocasiones también en discordancia angular con disposición geométrica de las capas en *onlap*. Si no existe la Aloformación de Agreda se sitúa sobre las formaciones Aldeapozo y Torrecilla. Su mayor potencia se observa en las proximidades de Almarza y alcanza los 700 metros. Está dominada litológicamente por materiales de naturaleza detrítica que hacia el ENE presenta indicadores de haber sufrido metamorfismo de muy bajo grado.

Aloformación Sierra de Matute

Está incluida en la parte inferior del Grupo Oncala (Tischer, 1965) y en la parte alta del Grupo Tera del mismo autor. Es equivalente al Ciclo IIB de Salomon (1982a), aunque en el este y centro constituye la parte alta del Ciclo IIA y al noroeste esta incluida en el Ciclo IIC. Coincide también con el Grupo I₃ (Formación Sierra de Matute) y con la parte alta del Grupo I₂ de Guiraud (1983). Esta unidad se sitúa sobre la Aloformación Magaña en paraconformidad y en *onlap* sobre la Aloformación de Agreda y la Formación Torrecilla. Su máxima potencia observada es de 650 metros y se localiza en la Sierra de Matute. La unidad tiene carácter detrítico-carbonatado, con predominio de los carbonatos, generalmente calizas micríticas bioclásticas y calizas micríticas de color oscuro. Hacia el este estos carbonatos han sufrido procesos metamórficos de muy bajo grado.

Evolución tectónica del sector oriental

Por lo general el origen de las distintas unidades observadas en este sector de la Sierra de Cameros habría que buscarlo en causas tectónicas.

La sedimentación de la Aloformación de Agreda (Gómez Fernández y Meléndez, 1994) se produce en un abanico aluvial en el este, ligado a zonas más activas, cuya procedencia se situaría al SE, en el Macizo del Moncayo. En el sur del surco, con menores tasas de subsidencia y aportes, la sedimentación se produce en una llanura aluvial (Salomón, 1984) con canales meandriformes y pequeños lagos carbonatados.

Posteriormente se produjo un cambio en la zona desde la que se aportaban materiales, que parece pasar a situarse al oeste y suroeste. Es por ello por lo que los sedimentos, típicos de ambiente fluvial, son más proximales cuanto más al oeste (Salomon 1982a y b), hacia donde se situaría el área madre, posiblemente el denominado Macizo Castellano (Tischer, 1965). Bajo estas condiciones se produciría el depósito de la Aloformación Magaña (Gómez Fernández y Meléndez, 1994).

De nuevo se produce un cambio en el área de aportes, que parece proceder del noroeste. Los medios sedimentarios son predominantemente fluviales al norte pasando al sur a ambientes lacustres con amplias áreas palustres (Normati y Salomon, 1989). Estas áreas sufrirían frecuentes entradas marinas de procedencia sureste (Schudack y Schudack, 1989; Gómez Fernández, 1992). En este contexto se llevaría a cabo la sedimentación de la denominada Aloformación de la Sierra de Matute (Gómez Fernández y Meléndez, 1994).

La Tectónica extensional de la Cuenca de Cameros

Durante el Kimmeridgiense al Berriasiense inferior (Ciclo I de Salomon, 1982a) se desarrollaron una serie de sistemas aluviales en la Cuenca de Cameros, cuya localización estaba controlada por la actividad de determinadas estructuras (Fig. 2.15.A) (Alonso *et al.*, 1982).

En el Berriasiense la actividad tectónica de este sector es más intensa. Inicialmente se forma una cuenca que se extiende por la zona oriental de la Sierra de Cameros y más particularmente por su parte central y suoriental. Esta cuenca está controlada por estructuras importantes: La Falla de Soria (N060E) y la Falla de Oncala (N135E) (Alonso *et al.*, 1982), las cua-

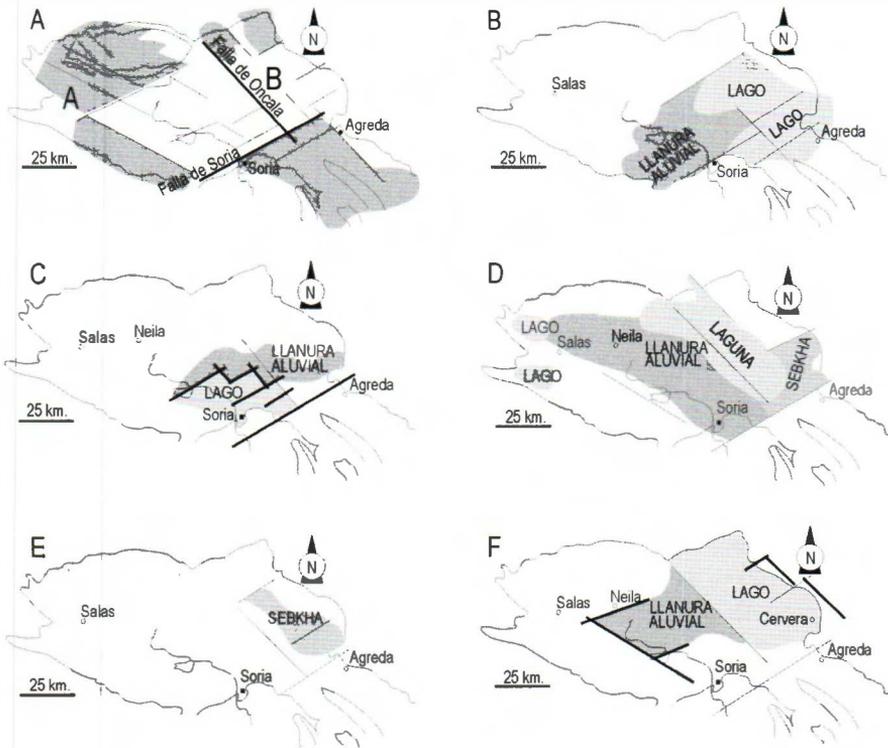


Figura 2.15. (A) Ciclo I. Extensión de los depósitos, medios de sedimentación y estructuración del dominio sedimentario. Las grandes líneas estructurales de la Sierra de Cameros y de la Sierra de la Demanda. Diferenciación de dos ramas estructurales de orientación N120E(A) y N135E(B). (B), (C), (D) y (E) Ciclo II. Fase A, B, C y D respectivamente. Extensión de los depósitos, medios de sedimentación y estructuración del dominio sedimentario. (F) Ciclo III. Extensión de los depósitos, medios de sedimentación y estructuración del dominio sedimentario (extraído de Alonso *et al.*, 1982).

les dan lugar a dos ramas de subsidencia desigual (Fig. 2.15.B). En la rama N060E aparece un complejo fluvio-lacustre alimentado desde el suroeste y en el que la sedimentación es detrítica. En la rama N135E existe un estrecho compartimento, fuertemente subsidente, con sedimentación lacustre y detrítica fina (Ciclo II, Fase A de Salomon, 1982a). A esta etapa le sigue un periodo en el que el dominio sedimentario se estrecha. Se cierra hacia el suroeste y el sureste y la sedimentación es controlada por una serie de estructuras N060E. La sedimentación es lacustre con predominio de material calcáreo (Ciclo II, Fase B de Salomon, 1982b) (Fig. 2.15.C). Posteriormente se produce una etapa de gran expansión de las áreas de depósito, donde se recubre casi toda la Sierra de Cameros. Además de la estructura de Oncala se manifiestan numerosas estructuras N060E. El medio de sedimentación es el de una llanura aluvial, pasando al noreste a una laguna (Ciclo II, Fase C de Salomon, 1982b) (Fig. 2.15.D). Por último, se produce un retroceso notable del dominio sedimentario, instalándose una laguna al NE del eje de Oncala. La sedimentación arcillosa y carbonatada es acompañada por precipitación de sales (yesos) (Ciclo II, Fase D de Salomon, 1982b) (Fig. 2.15.E).

En el Valanginiense inferior se genera una nueva cuenca que recubre una pequeña parte de la zona occidental y toda la zona oriental. La estructura principal que controla la dinámica sigue siendo la Falla de Oncala. La zona más subsidente ocupa el estrecho sector comprendido entre dicha estructura y el margen noreste de la Cuenca de Cameros. El medio de sedimentación es el de una llanura aluvial al suroeste y un lago al noreste (Ciclo III de Salomon, 1982b) (Fig. 2.15.F).

Los Ciclos I, II y III constituyen el denominado Megaciclo 1 (Salomon, 1982b).

El periodo Barremiense-Albiense (Megaciclo 2 de Salomon, 1982b) se caracteriza por una sedimentación fluvial que ocupa un surco de orientación N120E compartimentado por estructuras N075E.

En el Albiense superior (?) la estructura se estabiliza en parte y la Formación Utrillas (base del Megaciclo 3 de Salomon, 1982b) se instala uniformemente por toda la Sierra de Cameros.

5.2. FORMACIÓN DE UTRILLAS

La edad de esta formación es Aptiense superior-Cenomaniense. Están constituidas por arenas cuarzo-feldespáticas más o menos cemen-

tadas por carbonatos y lutitas. Localmente, presentan abundantes costras ferruginosas. Pueden dividirse en dos unidades litológicas: una conglomerática-areniscosa inferior, cuyo espesor oscila alrededor de los 140 metros (aunque puede alcanzar los 200 metros) y otra lutítico-areniscosa superior de potencia muy variable (0-350 metros), cuya media no supera los 100 metros.

La unidad inferior está formada por grandes cuerpos canaliformes (del orden de una veintena de metros) de arenisca grosera y microconglomerática, separados por delgados niveles lutíticos. Esta unidad se ha interpretado como formada por facies típicas de relleno de canales de tipo trenzado.

La formación lutítico-areniscosa superior yace en discordancia sobre la unidad infrayacente (Meléndez y Vilas, 1980; Alonso y Mas, 1988; Clemente y Alonso, 1988). Está constituida fundamentalmente por niveles areniscosos canalizados, intercalados en una masa pelítica dominante. Los paleocanales están formados por arenas gruesas a finas y con un espesor por término medio de unos 4,5 metros. El techo de los canales presenta señales de edafización. Existen ferruginizaciones importantes con *burrows* limonitizados en posición vertical. Las lutitas presentan diversas coloraciones, dominando los tonos grises teñidos superficialmente por los óxidos de hierro. En conjunto, la unidad superior debe considerarse sedimentada en un medio fluvial de tipo meandriforme (Marfil y Gómez Gras, 1992).

Contexto tectónico durante el depósito de la Formación Utrillas

A tenor de los datos obtenidos del estudio estratigráfico de los depósitos de la Formación Utrillas se observa que en el área del entorno de la Cuenca de Almazán el espesor de estos depósitos sufre una reducción en su espesor. Este hecho ha permitido determinar la existencia de un umbral al que se le ha denominado Umbral de Ateca (Marfil y Gómez Gras, 1992). Este umbral no representa más que una continuidad en el Cretácico del umbral sedimentario triásico de idéntica denominación (Garrido y Villena, 1977; Marfil y Gómez-Gras, 1990).

La cuenca en este sector, durante la sedimentación de las facies Utrillas, está dividida en dos subcuencas (sector nororiental y sector suroccidental), separadas por una zona intermedia sin sedimentación o con depósitos muy poco potentes, que constituye el Umbral de Ateca (Fig. 2.16).

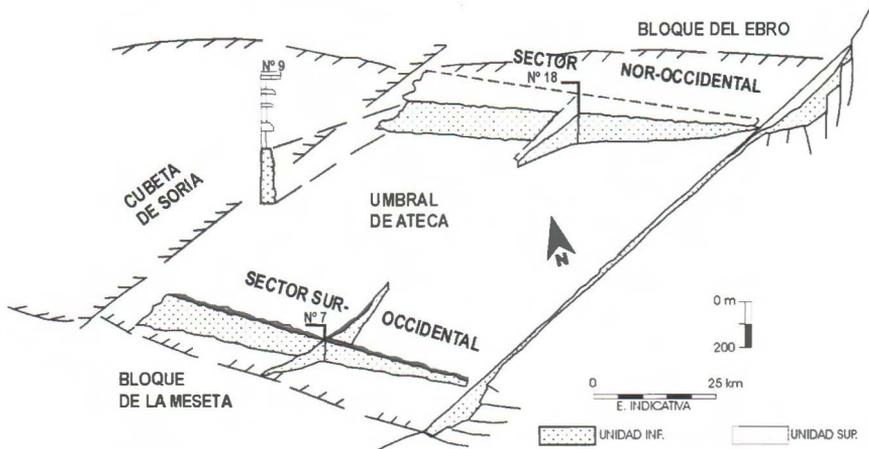


Figura 2.16. Esquema estructural de las cuencas donde se sedimentaron las facies Utrillas en los alrededores del Umbral de Ateca (extraído de Marfil y Gómez-Gras, 1992).

La distribución de los afloramientos sugiere que estas dos subcuencas son consecuencia de dos líneas estructurales de dirección aproximada NO-SE, probablemente heredadas del Triásico, de geometría curva tanto en planta como en sección, con longitudes del orden de los 100 kilómetros, que condicionan la formación de cuencas distensivas con estructura en *semigraben* (Marfil y Gómez-Gras, 1992). Según estos autores, el Umbral de Ateca correspondería a un alto sedimentario situado entre dos *semigrabens*. Una zona de fracturas sinsedimentarias de dirección NE-SO (Rincón *et al.*, 1982; Floquet, 1987; Clemente y Alonso, 1990) corta el sistema principal de dirección NO-SE. Por su extremo SE, el umbral se atenuaría progresivamente hasta llegar a desaparecer, dando lugar a una única cuenca de sedimentación.

6. CRETÁCICO SUPERIOR

La edad de los materiales de la serie carbonatada del Cretácico superior se extiende desde el Cenomaniense superior hasta el Campaniense-Maastrichtiense (Fig. 2.17). La potencia media que presenta toda la serie es de aproximadamente 700 metros. A continuación enumeraremos y describiremos sintéticamente las formaciones del Cretácico superior definidas por Floquet *et al.* (1982) y Valladares (1989) existentes en el área de estudio.

MEGACICLO DEL CRETÁCICO SUPERIOR		BORDE N DEL SISTEMA CENTRAL (Floquet et al., 1982, Alonso, 1981)		BORDE OCCIDENTAL CUENCA DE ALMAZAN (Valladares, 1989)		CORDILLERA IBÉRICA NORTE (Floquet et al., 1982)			CORDILLERA IBÉRICA CENTRAL (Floquet et al., 1982)		
		Maastricht.		SW-S	N-NE	?	?	?	?	?	?
Grupo superior Ciclo Senoniense	Ciclo Senoniense	Maastricht.	?	?			Fm. Santibañez del Val		Fm. Sierra de La Pica		Maastricht.
		Campaniense	Fm. Dolomias y margas del Valle de Tabladillo		Fm. Dolomias, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos		Fm. Dolomias, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos		Fm. Dolomias, margas dolomíticas y calizas de Santo Domingo de Silos		Campaniense
		Santonien.	Fm. Burgo de Osma. Mb. Dolomias de Peñatravesa		Fm. Burgo de Osma. Mb. Dolomias de Peñatravesa		Fm. Calizas de Burgo de Osma		Fm. Calizas de Burgo de Osma		Santonien.
		Coniaciense	Fm. Calizas y dolomias de Castrojimen		Fm. Calizas y dolomias de Castrojimen		Fm. Calizas de Hontoria del Pinar		Fm. Calizas de Hontoria del Pinar		Coniaciense
		Alb.	Fm. Dolomias tableadas de Caballar		Fm. Dolom. de Caballar		Fm. Calizas nodulares de Hortezuolos		Fm. Pantano de la Tranquera		Alb.
Grupo inferior Ciclo Cenomano-Turonense	Ciclo Cenomano-Turonense	Turonense	Fm. Segovia		Fm. Calizas nodulares de Hortezuolos		Fm. Calizas nodulares de Hortezuolos		Fm. Jaraba		Turonense
		Cenomaniense	Fm. Calizas, margas y arenas de Moral de Hornuez		Fm. Calizas, margas y arenas de Moral de Hornuez		Fm. Muñecas		Fm. Monterde		Cenomaniense
		Alb.	Fm. Arenas de Utrillas		Fm. Arenas de Utrillas		Fm. Sta. M ^a de las Hoyas		Fm. Nuevalos		Alb.
		Alb.			?	?	Fm. Arenas de Utrillas		Fm. Sta. M ^a de las Hoyas		Alb.
		Alb.			?	?	Fm. Arenas de Utrillas		Fm. Arenas de Utrillas		Alb.

MEGACICLO DEL CRETÁCICO SUPERIOR

Adolfo Maestro González

Figura 2.17. Cuadro de correlación entre las formaciones del Cretácico superior en diferentes regiones de la Cordillera Ibérica (extraído de Valladares, 1989).

Formación Santa María de las Hoyas

Alternancia de calizas, biomicritas (*wackestone*), con bioclastos y ostreidos con estratificación ondulada, irregular y plana; y margas, que son algo arenosas en la base en tonos blanquecinos, amarillentos y verdosos. Incluyen niveles discontinuos canalizados de calizas nodulosas con ostreidos. La potencia de esta unidad oscila entre 20 y 40 metros. Se ha data-do, a partir de su contenido paleontológico, como Cenomaniense superior (Meléndez, 1991).

Calizas dolomíticas de Nuévalos

Está constituida por calizas (*wackestone*), calizas dolomíticas y dolomías, a veces recrystalizadas, en secuencias del tipo *mudstone-wackestone* y *packstone-grainstone*. Los niveles margosos están ausentes o son muy escasos. Su estratificación es planar, dando un aspecto tableado a la unidad. Su potencia está entre 30 y 50 metros. Su datación, en función del contenido paleontológico y su situación estratigráfica, permite asignarle una edad Cenomaniense superior (Meléndez, 1991).

Calizas nodulosas de Monterde

También es conocida como *Margas de Picofrentes*. Está constituida por calizas con estratificación nodulosa y discontinua, se trata de biomicritas (*wackestone* y *wackestone-packstone*), micritas arcillosas (*mudstones*), que alternan con niveles de margas calcáreas blanquecinas y verdosas, generalmente cubiertas, con laminación paralela y aspecto noduloso, que intercalan niveles de *mudstone-wackestone* también nodulosos. La potencia oscila entre los 30 y 60 metros. Se advierte una disminución hacia el sur y aumento hacia el noroeste y norte, a la vez que aumenta el contenido en margas. Su edad es Cenomaniense superior (Mojica y Wiedman, 1971).

Calizas bioclásticas de Jaraba

También conocida como Calizas bioclásticas de Muñecas. Está constituida por dolomías y calizas dolomíticas muy recrystalizadas, estratificadas en gruesos bancos o de aspecto masivo. En ocasiones intercalan calizas nodulosas, con bioclastos dispersos (*wackestone*) y bioturbadas en lentejones, adquiriendo los cuerpos dolomíticos geometría lenticular plano-convexa (montículos). Su límite inferior es gradual, rápido o neto,

mientras que el superior viene marcado por una discontinuidad de carácter regional con formación de un nivel de *hard-ground*. La potencia oscila entre 50 y 70 metros. La edad de esta unidad es difícil de precisar, aunque por su posición estratigráfica y a partir de la correlación con otros sectores se le atribuye una edad Turoniense a Turoniense superior. La discontinuidad del techo de la formación podría representar al Turoniense superior en parte y al Coniaciense basal (Meléndez, 1991).

Calizas, margas y arenas de Moral de Hornuez

Esta unidad constituye, en el borde occidental de la Cuenca de Almazán, la base del Cretácico superior calcáreo y se apoya concordantemente sobre la Formación Arenas de Utrillas, separando a ambas unidades un contacto neto marcado por una superficie ferruginosa. Equivale a las Formaciones Nuévalos y Jaraba definidas por Floquet *et al.* (1982) en la Cordillera Ibérica Central, siendo por tanto su edad Cenomaniense superior-Turolense. Está constituida por margas grises y amarillentas, que intercalan niveles carbonatados milimétricos hacia la mitad de la serie y hacia el techo niveles de calizas nodulosas, bioclásticas y algo arenosas similares a la unidad suprayacente, Formación Hortezielos, constituyendo un paso gradual entre ambas. Presentan bioturbación de moderada a intensa y localmente se pueden observar *ripples* de oscilación y mallas de algas. Su potencia aproximada es de unos 30 metros.

Calizas dolomíticas del Pantano de la Tranquera

Regionalmente presenta una potencia de 80 metros. Se observan facies de micritas y dolomicritas estratificadas, con laminación, cantos negros dispersos, huellas de desecación y posibles pseudomorfos de anhidrita. Por encima aparecen calizas *wackestone* y *mudstone* bien estratificadas y en el techo sólo se observan *mudstones* de algas con cantos negros y brechas de desecación. Su contenido fosilífero es escaso y limitado a la base de la unidad en donde se reconocen algunos foraminíferos planctónicos. La edad de esta unidad es imprecisa, aunque se le atribuye al Coniaciense-Santoniense inferior (Meléndez, 1991).

Calizas nodulares de Hortezielos

Es equivalente en la Cordillera Ibérica Central a la Formación Pantano de la Tranquera, por lo que su edad es Coniaciense-Santoniense inferior. Su potencia sufre importantes variaciones, aunque aproximadamente

es de 50 metros. Está constituida por calizas *grainstone* y *packstone*, bioclásticas, nodulosas y beigeas. Predominan cuerpos con base erosiva y geometría de canal, con estratificación cruzada en surco y otros con morfología de barras y estratificación cruzada planar, con *ripples* de oscilación en el techo.

Dolomías tableadas de Caballar

Representa una variación lateral de la Formación Hortezielos. El espesor de esta formación varía entre 30 y 60 metros. Está constituida por dolomías *mudstone* amarillentas, finamente estratificadas con laminación algal y superficies ferruginizadas, a las que siguen calizas *wackestone* y *packstone* bioclásticas y de *pellets*, de colores grises a beigeas, a menudo dolomitizadas.

Calizas de Hontoria del Pinar

Constituidas por calizas bioclásticas muy recristalizadas de tonalidades blancas y grises claras, ligeramente nodulosas en algunos tramos, con un espesor aproximado de 40 metros. Texturalmente varían de *mudstone* a *grainstone* bioclásticas, a veces intraclásticas, pasando por todos los términos intermedios. Se da el caso de aparición de términos *boundstone* de rudistas. Su edad es Santoniense inferior-superior (Meléndez, 1991).

Calizas y dolomías de Castrojimeno

Representa una variación lateral de la Formación Hontoria del Pinar. Alcanzan una potencia de 70 metros. Está constituida por calizas *packstone* y *grainstone* oolíticas y bioclásticas, de color blanco a amarillento, en capas métricas, a veces recristalizadas y con aspecto carniolar.

Calizas de Burgo de Osma

Se ha medido una potencia de 50 a 70 metros. Está constituida en secuencias métricas de calizas *bafflestone* de rudistas en la base, que ocasionalmente se encuentran alternando con calizas *grainstone* y *packstone* bioclástica de colores grises y rosas; calizas con miliólidos, *wackestone*, en el tramo medio, generalmente bioturbados; y *wackestone-mudstone* en

la parte superior de cada secuencia, generalmente con laminación algal, porosidad fenestral y ocasionalmente desecación y brechas. Se le atribuye una edad Santoniense superior-Campaniense (Floquet *et al.*, 1982).

Formación Santo Domingo de Silos

Litológicamente está constituida por calizas blancas, carniolas rojas y amarillentas, y dolomías blanquecinas y amarillas que en la base aún conservan fantasmas de rudistas y miliólidos que desaparecen rápidamente. Esta serie tiene una potencia aproximada de 30 a 40 metros. Se le ha asignado una edad Campaniense (Valladares, 1989).

Calizas con cantos negros de Sierra de la Pica

Está constituida por una sucesión de más de 200 metros de calizas micríticas grises y beigeas con abundantes cantos negros y otros intraclastos. Su estratificación es horizontal y homogénea, con frecuentes cuerpos más potentes que resaltan en el paisaje y que muestran geometría lenticular y superficies internas igualmente canaliformes. Estos cuerpos están constituidos por micritas grises y beigeas (*mudstones*), en las que se puede observar la existencia de frecuentes cantos negros dispersos. Su edad probable es Campaniense-Maastrichtiense (Meléndez, 1991).

De modo resumido, desde el punto de vista sedimentológico, en el Cretácico superior se puede diferenciar dos megasecuencias. La primera termina en el Turoniense superior con un episodio regresivo, la segunda empieza con un impulso transgresivo de edad Coniaciense y finaliza en la regresión generalizada Campaniense-Maastrichtiense.

La primera megasecuencia se trata de arenas de origen fluvial (Formación Arenas de Utrillas), sobre las que aparecen margocalizas, calizas arenosas y calcarenitas de plataforma interna somera y finalmente margas con ammonites, correspondientes a plataforma interna abierta. En el paso Santoniense-Campaniense comienza la regresión en la zona meridional, con facies características de medios muy restringidos. Hacia el norte de la Cuenca Ibérica persiste la plataforma, pero con tendencia cada vez más restrictiva y con paso a facies más continentales. La regresión culmina en el Maastrichtiense con facies continentales lacustres, con arcillas y calizas con carofitas.

Contexto tectónico de la cuenca del Cretácico superior

La evolución de la cuenca mesozoica Ibérica presenta dos ciclos: el primero de ellos se desarrolla durante el Triásico-Jurásico; y el segundo en el Cretácico. El Cretácico superior representa un estado de subsidencia termal dentro del segundo ciclo (Vilas *et al.*, 1982, 1983). Durante este periodo tiene lugar una subida eustática global que invade gran parte de la placa Ibérica, estructurándose un estrecho entre dos dominios oceánicos, Atlántico y Tethys.

Los elementos tectónicos más importantes que condicionaron la sedimentación del Cretácico superior en la Región Norcastellana son: la Meseta Norte y los relieves correspondientes al Macizo Asturiano, en el borde occidental, y en el borde oriental se situaría el dominio emergido del Macizo del Ebro. Los dos primeros han tenido importancia en cuanto a la continuidad de los aportes durante todo el Cretácico superior. El tercero, sin embargo, parece haber actuado fundamentalmente como límite paleogeográfico en cuanto a la extensión de la cuenca sedimentaria (Fig. 2.18).

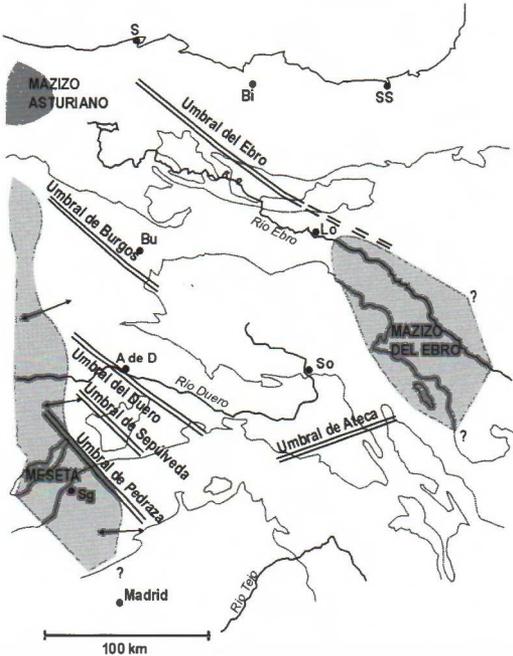


Figura 2.18. Elementos paleogeográficos y tectónicos que condicionaron la sedimentación durante el Cretácico superior en la región Norcastellana (extraído de Alonso *et al.*, 1982).

Dentro de la cuenca propiamente dicha, la sedimentación y la distribución de los distintos ambientes, así como la geometría de la cuenca, fueron condicionados por la presencia de accidentes tectónicos (Alonso, *et al.*, 1989). La Meseta Norte estaba influenciada principalmente por fallas de dirección N120E a N130E, probablemente relacionadas con la apertura del Golfo de Vizcaya. Las fallas se escalonaban hacia el norte creando una serie de altos que eran progresivamente rebasados por el nivel del mar. El mayor de ellos fue el Alto del Ebro (Feuillée, 1967; Floquet,

1978, 1983) el cual no fue rebasado hasta el Cenomaniense medio-superior y que durante todo el Cretácico superior constituyó el borde de la plataforma. Se han descrito, al menos, cuatro altos más con la misma orientación y que han sido denominados: Burgos, Duero (Alonso y Floquet, 1982), Sepúlveda y Pedraza (Alonso, 1981) (Fig. 2.18). El Alto de Burgos fue rebasado en Cenomaniense medio-superior, los altos del Duero y de Sepúlveda en el Turoniense inferior, y, por último, el Alto de Pedraza durante el Coniaciense. Sobreimpuestos a esta orientación de fracturas, se observa la existencia de otras estructuras también importantes de orientación NE-SO (N060E), pero cuyo efecto en la distribución de los sedimentos es menos evidente, excepto el Alto de Ateca, el cual se extiende desde el Macizo del Ebro hasta el Macizo Ibérico y coincide con la prolongación del límite sur del Sistema Central (Fig. 2.18). Su influencia puede ser constatada en todo el Cretácico, y durante el Cretácico superior parece haber jugado un papel importante en cuanto a control de las influencias marinas procedentes del sureste y sur (Dominio del Tethys) frente a las dominantes del norte (Dominio Atlántico).

Alonso y Mas (1982) destacan, al oeste de la zona de estudio, la existencia de dos directrices tectónicas que condicionaron la sedimentación del Cretácico superior: NO-SE y NNE-SSO, destacadas con anterioridad por Alonso (1981). Estas líneas coinciden con las direcciones tardihercínicas señaladas por Fernández Casals (1979) en su estudio de las deformaciones hercínicas del Sistema Central, en el cual se apreciaban como más frecuentes las fallas de dirección N067O-N078O y N018E-

N027E (Fig. 2.19). La primera de las direcciones condiciona claramente la distribución de ambientes sedimentarios, localizándose siempre las facies más marinas y externas hacia el noreste en sentido general y la línea de costa al suroeste. Es interesante el hecho de que estos mismos escalones controlan



Figura 2.19. Directrices tectónicas condicionantes de la sedimentación durante el Cretácico superior al oeste de la zona estudiada (extraído de Alonso y Mas, 1982).

la distribución de los depósitos durante el Pérmico y el Mesozoico, ya que al sur de la localidad de Tamajón (Fig. 2.19) no se encuentran representados los materiales triásicos que sí existen en las proximidades de esta misma población (Sopeña, 1979). La segunda dirección se impone a la primera desplazando las facies más marinas hacia el sur, provocando que durante el Cenomaniense superior-Turonense inferior-medio se den en el borde sur del Sistema Central situaciones más externas que en el norte. Otro hecho relevante es que la dirección NNE-SSO no parece tener apenas influencia durante la sedimentación del ciclo Senoniense, mientras que el Cenomaniense-Turonense es claramente muy importante. Este hecho puede ser el responsable de la simetría en el funcionamiento de los ciclos en uno y otro borde, ya que las facies más profundas se localizan en el sur durante el ciclo inferior y en el norte durante el superior.

7. TERCIARIO CONTINENTAL

El relleno terciario de la Cuenca de Almazán muestra una geometría sintectónica, con espesores de 3500 metros en el centro de la cuenca (Fig. 2.20), decreciendo muy rápidamente hacia el sur (500 metros en el flanco levantado del Monoclinal de Almazán, y desaparece al sur del Monoclinal de Arcos). Hacia el norte, el conjunto de espesores de las series del Terciario decrecen más gradualmente. En la actualidad, el borde norte de la cuenca de Almazán es erosivo (Fig. 2.21).

La escasez de fósiles en estos materiales hace que no sea fácil establecer la división de los mismos en los diferentes tramos que constan, para lo cual es preciso acudir al estudio de sus relaciones estratigráficas, no siempre suficientes para suplir la falta de pruebas paleontológicas. Los estudios realizados sobre la aplicación del análisis tectosedimentario en el sentido de Garrido Megías (1982) y González *et al.* (1988), utilizan como criterios básicos la presencia de rupturas sedimentarias que tengan validez regional y la evolución de los sistemas de depósito integrantes.

Una ruptura sedimentaria se define (González *et al.*, 1988) como la manifestación en el registro estratigráfico de una variación en los factores externos a los sistemas de sedimentación, es decir, las rupturas tienen relación con factores alocíclicos. Una ruptura es, por tanto, el límite entre dos megasecuencias de distinto signo, o del mismo signo separadas por un salto brusco. Una megasecuencia sólo puede generarse por mecanis-

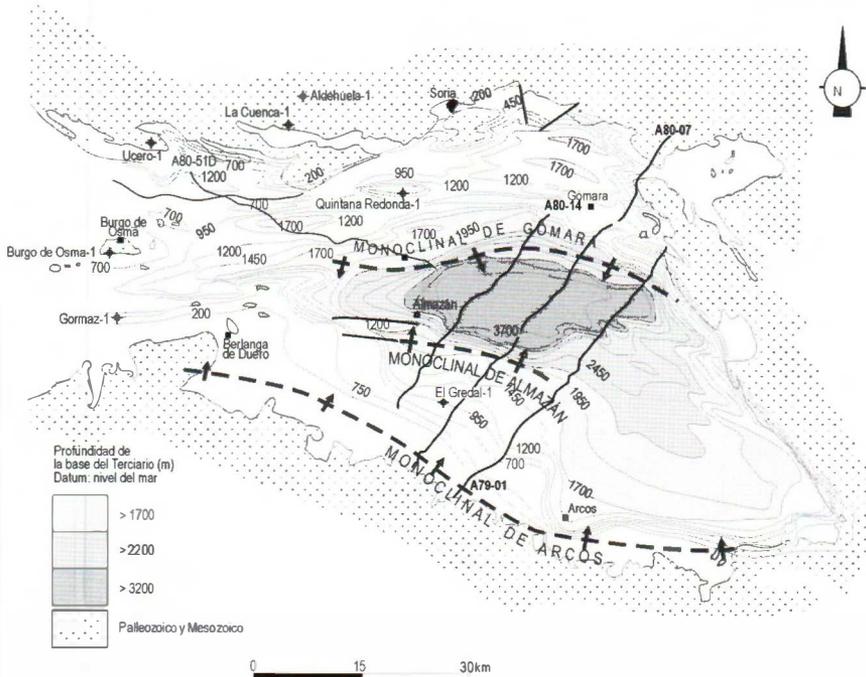


Figura 2.20. Mapa de contornos de la Cuenca de Almazán mostrando la profundidad de la base del terciario, dibujado a partir de la interpretación de perfiles sísmicos. El mapa fue realizado calculando la profundidad de la superficie de referencia (la base del Terciario) de cada CDP de las secciones sísmicas.

mos alocíclicos, y para “cambiar” de megasecuencia se precisa que dichos mecanismos tengan fases de aceleración y deceleración. Las causas alocíclicas reales que condicionan estas variaciones son (Galloway, 1989): 1) Clima, que influye en la tasa de sedimentación, en la subsidencia a través de la tasa de sedimentación, y en el cambio eustático a través de la eustasia de origen glacial; 2) Tectónica, que origina deformación y subsidencia, e influyen en el cambio eustático a través de la tasa de expansión de fondos oceánicos, y en el aporte de sedimentos mediante la creación de relieve en el área fuente; y 3) Deformaciones del geode, que influyen en el cambio eustático. La interacción de estas tres variables dificulta el análisis de las causas alocíclicas de las rupturas, aunque tal y como apuntan Pardo *et al.* (1989), en las cuencas continentales, aisladas de la influencia marina directa, este problema se simplifica, ya que es posible aislar el factor tectónico y discriminar el factor climático a través del análisis de las facies.

En cuencas continentales con márgenes activos sometidos a deformación, será fundamentalmente el factor tectónico el que condicione la naturaleza del relleno sedimentario. En estas circunstancias, González *et al.* (1988) señala que una evolución vertical granocreciente y un paralelo dispositivo geométrico en *offlap* será reflejo de un periodo de actividad diastrófica creciente, mientras que una evolución vertical granodecreciente y un paralelo dispositivo en *onlap* serán el reflejo de un periodo de actividad diastrófica decreciente. Diferencian tres tipos de rupturas sedimentarias (Fig. 2.21):

- *Rupturas sedimentarias de tipo 1* son aquellas ligadas al cambio de actividad diastrófica creciente a actividad diastrófica decreciente. Se manifiestan por un cambio de signo en la evolución secuencial de los sedimentos correlativos, que pasa de ser positiva a negativa, y por un paralelo cambio en el dispositivo geométrico de *offlap* a *onlap* en los márgenes activos. Este dispositivo geométrico coincide con el que Riba (1976a) indica para las discordancias sintectónicas, de manera que estas rupturas se manifiestan como tales discordancias en los márgenes de las cubetas y/o en los flancos de los pliegues sinsedimentarios situados en el interior de las mismas. Estas rupturas se corresponden con las que Garrido Megías (1982) denominada rupturas tectónicas.

- *Rupturas sedimentarias de tipo 2* son aquellas ligadas al cambio de actividad diastrófica decreciente a actividad diastrófica creciente. Se manifiestan exclusivamente por un cambio de signo en la evolución secuencial

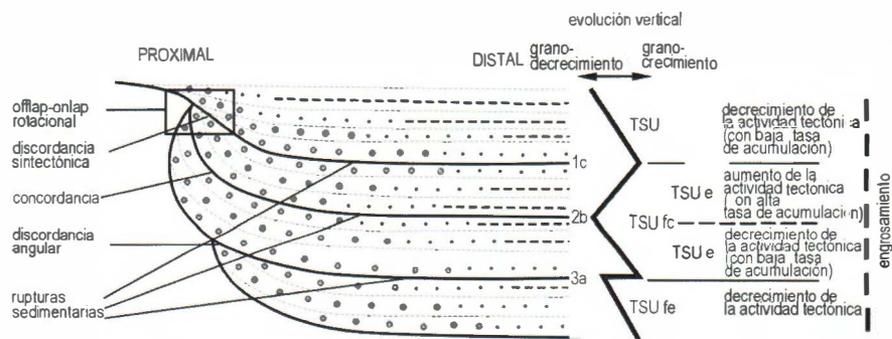


Figura 2.21. Tipos de rupturas sedimentarias originadas en márgenes activos de cuencas continentales cuando el factor alocíclico que condiciona el relleno de las cuencas es fundamentalmente la actividad diastrófica. (Según González *et al.*, 1988). 1, 2 y 3: tipos de rupturas sedimentarias; UTS-fe: unidad tectosedimentaria fundamental elemental; UTS-fc: unidad tectosedimentaria fundamental cíclica; UTS-e: unidad tectosedimentaria elemental, no fundamental; a y c: máximos relativos de la velocidad de diastrofismo; b: mínimo relativo de la velocidad de diastrofismo (extraída de Pardo *et al.*, 1989).

que pasa de ser positiva a negativa y por un cambio paralelo en el dispositivo geométrico de *onlap* a *offlap*, reconocible en los márgenes activos.

- *rupturas sedimentarias de tipo 3*. En los casos anteriores de rupturas se ha considerado que el crecimiento o decrecimiento de la actividad diastrófica es un fenómeno mantenido durante un cierto tiempo. Puede ocurrir, sin embargo, que tales crecimientos o decrecimientos tengan lugar de forma instantánea a escala de tiempo geológico. Así pues, si a un periodo de actividad diastrófica decreciente le sucede un crecimiento instantáneo y otro periodo de actividad diastrófica decreciente, el registro sedimentario correlativo consistirá en dos secuencias positivas en *onlap* separadas por una discordancia, presentando la superior su *onlap* desplazado hacia el centro de la cuenca. A este tipo de rupturas se le denomina de tipo 3.

En este trabajo, basándonos en el análisis tectosedimentario, y considerando las UTS como unidades limitadas por discordancias o discontinuidades correlativas, se ha definido cuatro UTS para los materiales paleogenos de la Cuenca de Almazán. Estas UTS, definidas fundamentalmente a partir del establecimiento de relaciones geométricas en perfiles de sísmica de reflexión (Fig. 2.22). Estas UTS (numeradas de A1 a A4) pueden correlacionarse con las unidades y secuencias definidas por diferentes autores (Fig. 2.23).

Para el Neógeno se ha adoptado la división en UTS de Lendínez (1991e) y Armenteros (1991) (Fig. 2.24), aunque hay que tener en cuenta que la definición de estas UTS se basa únicamente en rupturas en la evolución secuencial ya que no existen, o no se con-

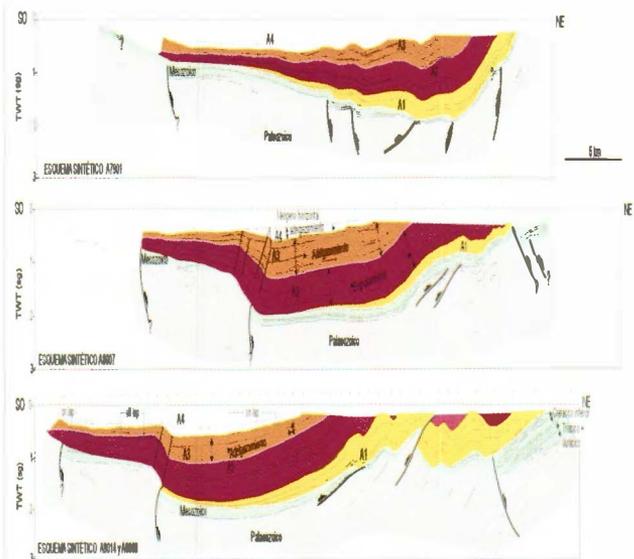


Figura 2.22. Esquemas sintéticos de las líneas A7901, A8007 y A8014 (ver localización en la figura 2.20).

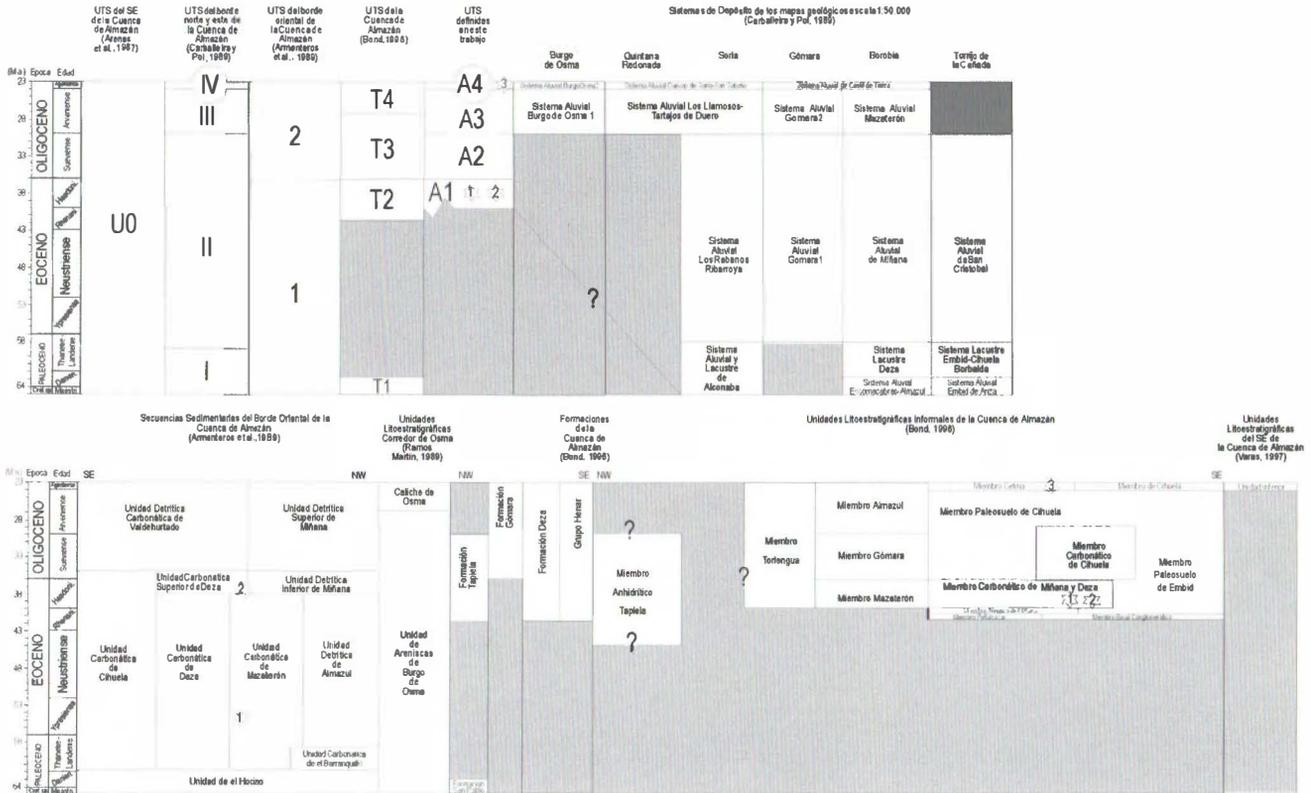


Figura 2.23. Tentativa de correlación de las unidades paleógenas de la Cuenca de Almazán definidas por distintos autores. Las cinco primeras columnas de la tabla superior se refieren a las Unidades Tectosedimentarias establecidas en el área de estudio. En el resto se hace referencia a los Sistemas Aluviales y a las Unidades Litostrográficas definidas. Las estrellas simbolizan yacimientos paleontológicos: (1) Yacimiento de Mazaterón (Guisado et al., 1988); (2) Yacimiento de Deza (Guisado et al., 1988); (3) Yacimiento de Cetina de Aragón (Daams, 1976).

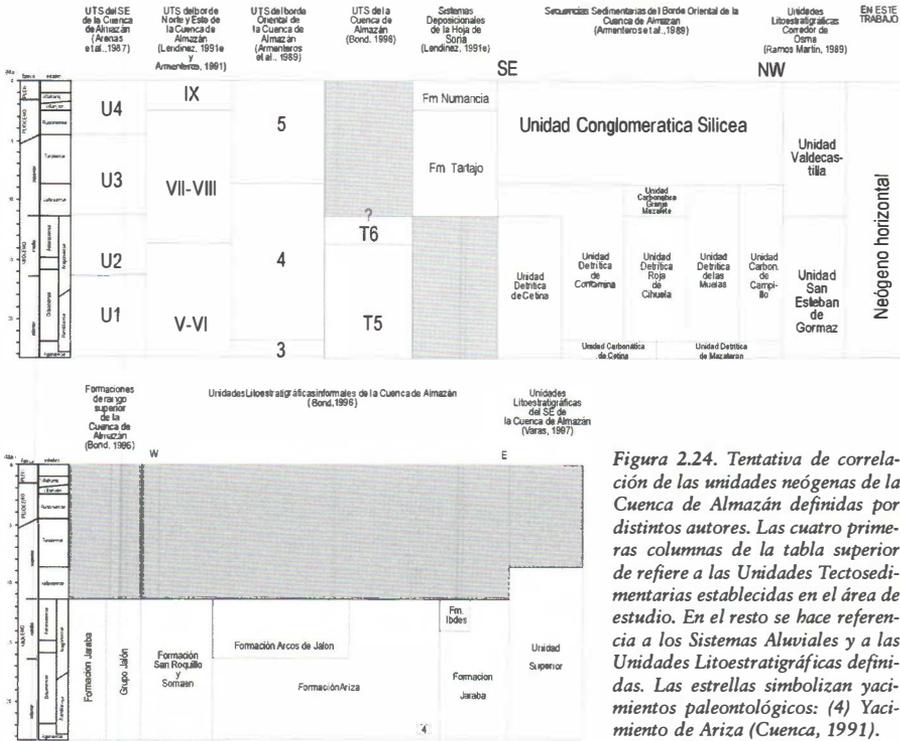


Figura 2.24. Tentativa de correlación de las unidades neógenas de la Cuenca de Almazán definidas por distintos autores. Las cuatro primeras columnas de la tabla superior de refiere a las Unidades Tectosedimentarias establecidas en el área de estudio. En el resto se hace referencia a los Sistemas Aluviales y a las Unidades Litoestratigráficas definidas. Las estrellas simbolizan yacimientos paleontológicos: (4) Yacimiento de Ariza (Cuenca, 1991).

servan, las discontinuidades en el borde de la cuenca. La distribución areal de las distintas UTS se muestran en la figura 2.25 y el perfil estratigráfico simplificado 2.26a.

7.1. PALEÓGENO

El Paleógeno de la Cuenca de Almazán presenta una sucesión estratigráfica de aproximadamente 3000 metros de espesor, reduciéndose de NO a SE. Los sedimentos continentales paleógenos se localizan en los bordes norte y este de la cuenca. Pueden distinguirse entre el Eoceno y el Mioceno inferior cuatro UTS, definidas a partir de discordancias en los bordes de cuenca y sus conformidades correlativas (Unidades Limitadas por Discordancias de Chang, 1975; Unidades Tectosedimentarias, UTS, de Garrido-Megías, 1982; González *et al.*, 1988; Pardo *et al.*, 1989; Villena *et al.*, 1996; Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997). Dado que el límite norte de la cuenca es erosivo se conservan las discordancias asociadas a las

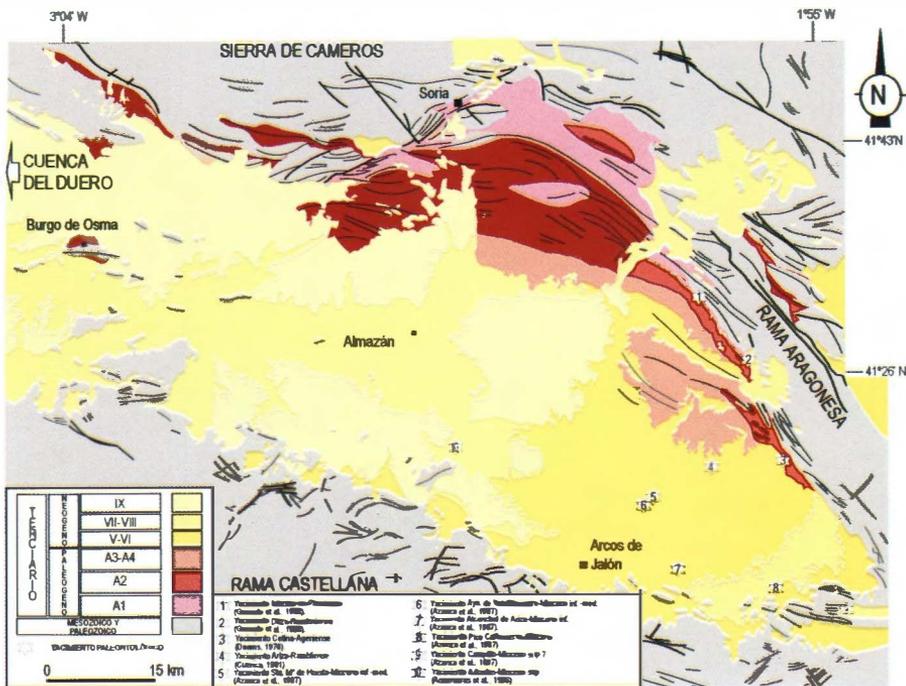


Figura 2.25. Cartografía de las Unidades Tectosedimentarias de la Cuenca de Almazán establecidas para el Paleógeno en este trabajo y para el neógeno por Lendínez (1991) y Armenteros (1991). Se han indicado los yacimientos paleontológicos registrados hasta la actualidad.

unidades superiores. En las unidades basales las UTS se definen a partir de relaciones geométricas establecidas a partir del estudio de perfiles sísmicos (Fig. 2.26b).

En su descripción los relacionaremos con las UTS, los sistemas de depósito aluviales y lacustres y las unidades litoestratigráficas definidas por Carballeira y Pol (1989) para la elaboración de los mapas geológicos, escala 1:50.000, de Soria (350), Burgo de Osma (377), Quintana Redonda (378), Gómara (379), Borobia (380) y Torrijo de la Cañada (408), Arenas *et al.* (1987) en el SE de la Cuenca de Almazán, Armenteros *et al.* (1989) en el borde oriental de la Cuenca de Almazán, Ramos Martín (1989) en el Corredor de Burgo de Osma, y Bond (1996) para la totalidad de la Cuenca de Almazán.

Anterior al depósito de la UTS A1, Bond (1996) describe la existencia de facies marginales marinas constituidas por margas y dolomías

depósitadas en ambientes salobres de *lagoon*, asimilables al Garumnien-se. Estos depósitos han sido denominados Fm. San Pablo y han sido data-dos como Maastrichtiense-Daniense (Fig. 2.23).

UTS A1

La unidad tectosedimentaria A1, definida en este trabajo, se localiza en el borde septentrional y oriental de la cuenca. La litología dominante son lutitas y calizas lacustres, con depósitos de grano grueso asociados con abanicos aluviales cortos provenientes de la Rama Aragonesa. Posee más de 700 metros de espesor en el borde norte de la cuenca (Figs. 2.27 y 2.28) y se acuña cerca del centro de la cuenca, disponiéndose en *onlap* al sur, sobre los materiales del Cretácico superior (Fig. 2.22). En su techo se encuentran los yacimientos de vertebrados de Mazaterón y Deza que Jiménez *et al.* (1989), Peláez-Campomanes *et al.* (1989) y Cuesta (1992) datan como Headoniense (MP17) (Fig. 2.26). Su base se sitúa en discordancia o paraconformidad sobre diversos términos de la serie cretácica, cuyo techo conserva restos del desarrollo de una incipiente karstificación,

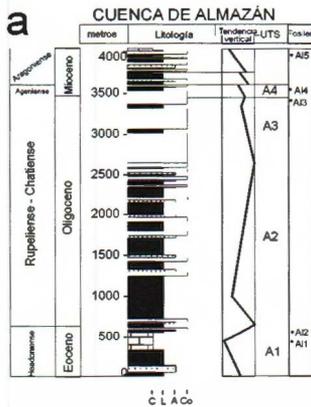
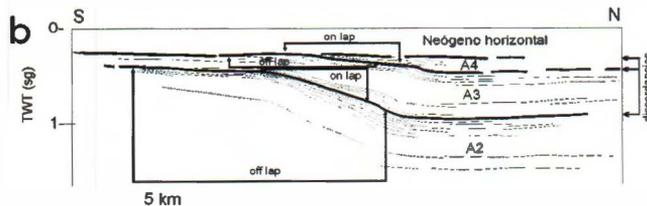
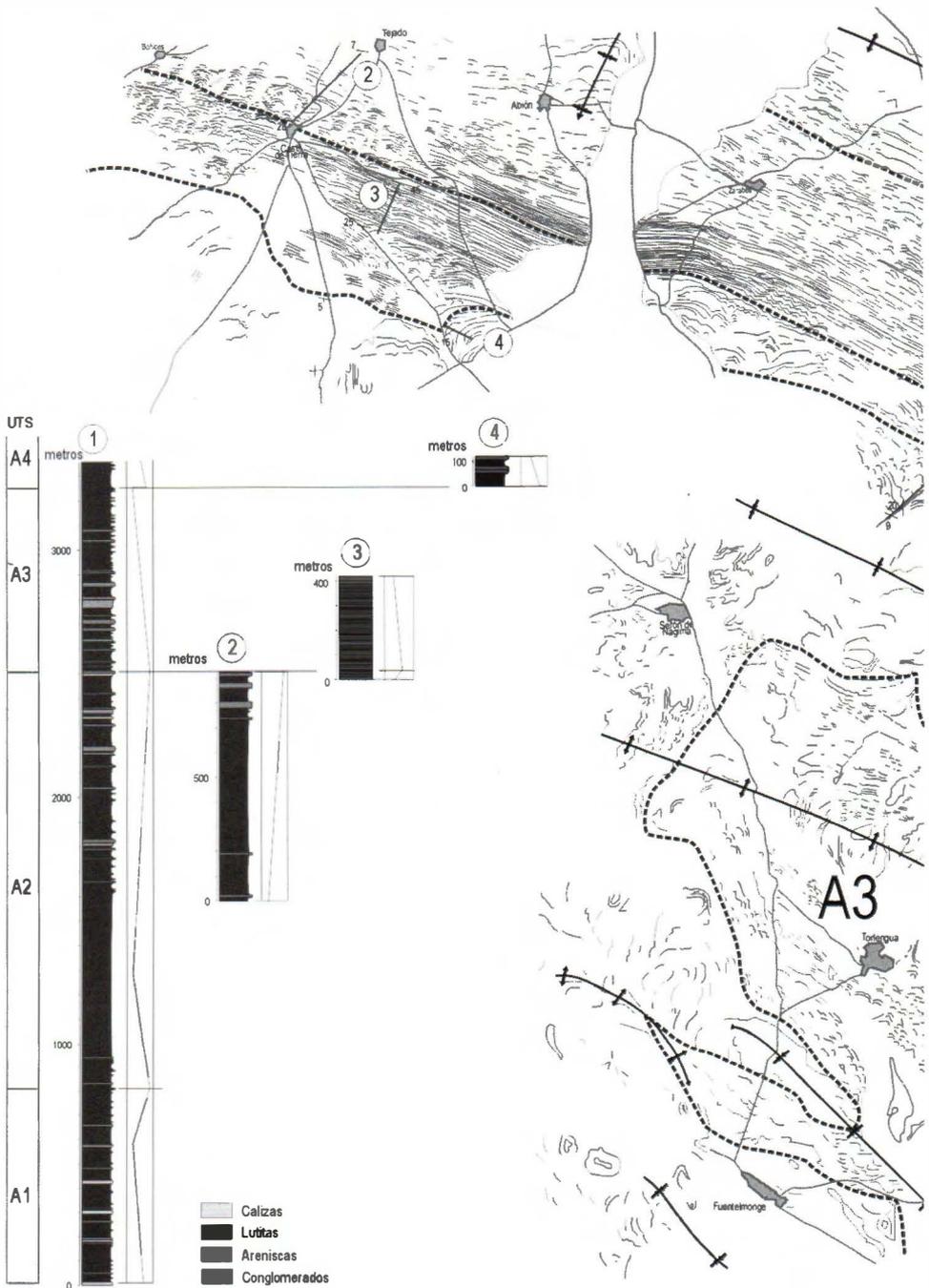


Figura 2.26. a) Perfil estratigráfico sintético del Paleógeno del borde septentrional de la Cuenca de Almazán, mostrando la evolución vertical de las unidades tectosedimentarias. Litología: C: calizas lacustres; L: lutitas; A: arenas; Co: conglomerados. Yacimientos de micromamíferos: A11: Mazaterón; A12: Deza; A13: Cetina; A14: Ariza y A15: Radona (Guisado *et al.*, 1988; Armenteros *et al.*, 1989; Armenteros, 1994; Cuesta Jiménez, 1994). b) Esquema de la discordancia rotacional sintectónica (en el sentido de Riba, 1976a) entre las unidades A3 y A4 del Monoclinal de Almazán realizada a partir del perfil sísmico A8007 (ver situación en la figura 2.20). Se puede observar un *offlap* a techo de la unidad A3 y un *onlap* en la base de la unidad A4.





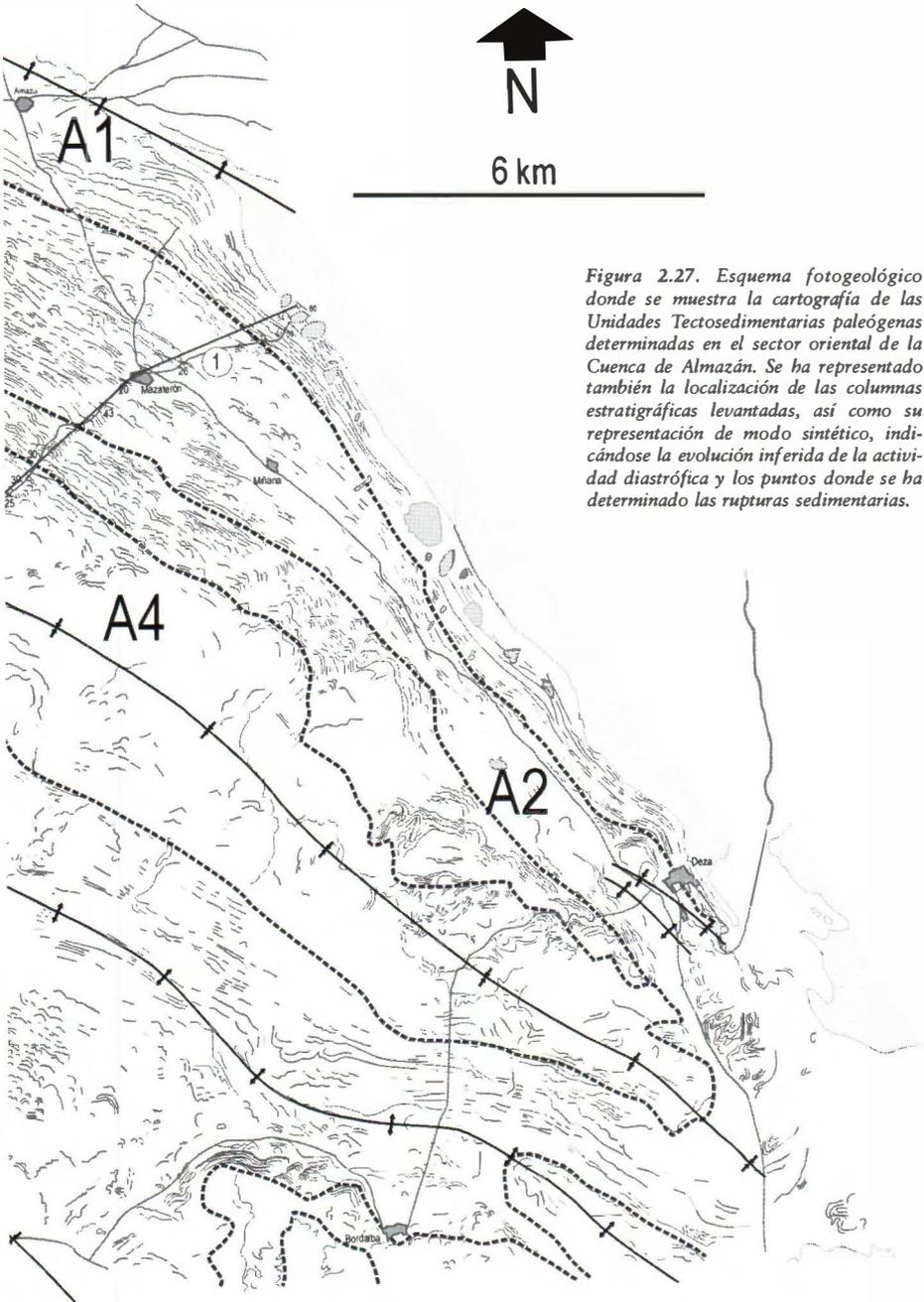


Figura 2.27. Esquema fotogeológico donde se muestra la cartografía de las Unidades Tectosedimentarias paleógenas determinadas en el sector oriental de la Cuenca de Almazán. Se ha representado también la localización de las columnas estratigráficas levantadas, así como su representación de modo sintético, indicándose la evolución inferida de la actividad diastrófica y los puntos donde se ha determinado las rupturas sedimentarias.

con alteración del sustrato carbonático y la formación de complejos niveles de caliches edáficos, que Armenteros (1989) sitúa entre el Cretácico terminal-Eoceno medio. Se correlaciona con el tramo basal de la UTS U₀ de Arenas *et al.* (1987), con la UTS II de Carballeira y Pol (1989), con el tramo superior de la UTS 1 de Armenteros *et al.* (1989) y con la UTS T₂ de Bond (1996).

UTS A2

Se extiende también a lo largo de todo el borde este y norte de la cuenca, desde Soria hasta Alhama de Aragón. Se le ha asignado una edad Suevisiense al correlacionarla con el techo de la UTS II de Carballeira y Pol (Fig. 2.23). Esta constituida por conglomerados y arenas asociadas a depósitos de canal. Disminuye su espesor hacia el sur, situándose en *onlap* sobre el Cretácico superior. En el sector central de la cuenca y en su borde norte el espesor varía entre 1000 y 1500 metros, con un engrosamiento gradual desde el sur hasta el norte, alcanzando su máximo en la actualidad en el borde norte de la Cuenca de Almazán (Fig. 2.28). Equivale al tramo medio de la UTS U₀ definida por Arenas *et al.* (1987), con la base de la UTS 2 de Armenteros *et al.* (1989) y con el tramo inferior de la UTS T₃ definidas por Bond (1996).

La sedimentación de estas unidades tectosedimentarias se inicia con depósitos correspondientes a diversos sistemas aluviales de procedencia variable y afloramientos paleozoicos y/o mesozoicos, que evolucionan temporal y espacialmente a zonas lacustres. Carballeira y Pol (1989) distinguen los siguientes sistemas (Fig. 2.29 A y B):

Sistema aluvial de Embid de Ariza. Está formado por conglomerados y brechas con clastos carbonatados de procedencia local mayoritariamente cretácica. Presenta su máximo desarrollo en el sector de Embid de Ariza. Su límite es una superficie erosiva irregular, discordante, que se apoya sobre distintas unidades del Cretácico superior. La potencia máxima oscila entre 180-200 metros. La dirección de aporte presenta un trazado general NE-SO. Es equivalente a lo que Guisado (1987) considera como Unidad de El Hocino. Ese sistema presenta a techo un grupo complejo de facies carbonatadas con apariencia nodulosa o bréichica que puede asimilarse a lo que Guisado *et al.* (1988) denominaron Unidad Carbonática de Barranquillo.

Sistema lacustre de Embid de Ariza-Cihuela-Bordalba. Corresponde a depósitos carbonatados, margosos y evaporíticos en su etapa final. Muy localmente se observa la existencia de lignitos. Presenta orlas palustres de tránsito a los sistemas marginales. La potencia del sistema lacustre es de al menos 300 metros. Es equivalente a la Unidad Carbonática de Cihuela de Armenteros *et al.* (1989), que representa a su vez un equivalente lateral de las dos Unidades Carbonáticas de Deza (Sánchez de la Vega, 1988).

Sistema de Escornacabras-Almazul. Corresponde a un sistema aluvial con canales de carga arenosa y conglomerática silícea procedente del Paleozoico, con amplias llanuras de inundación fangosas de tonos rojos y

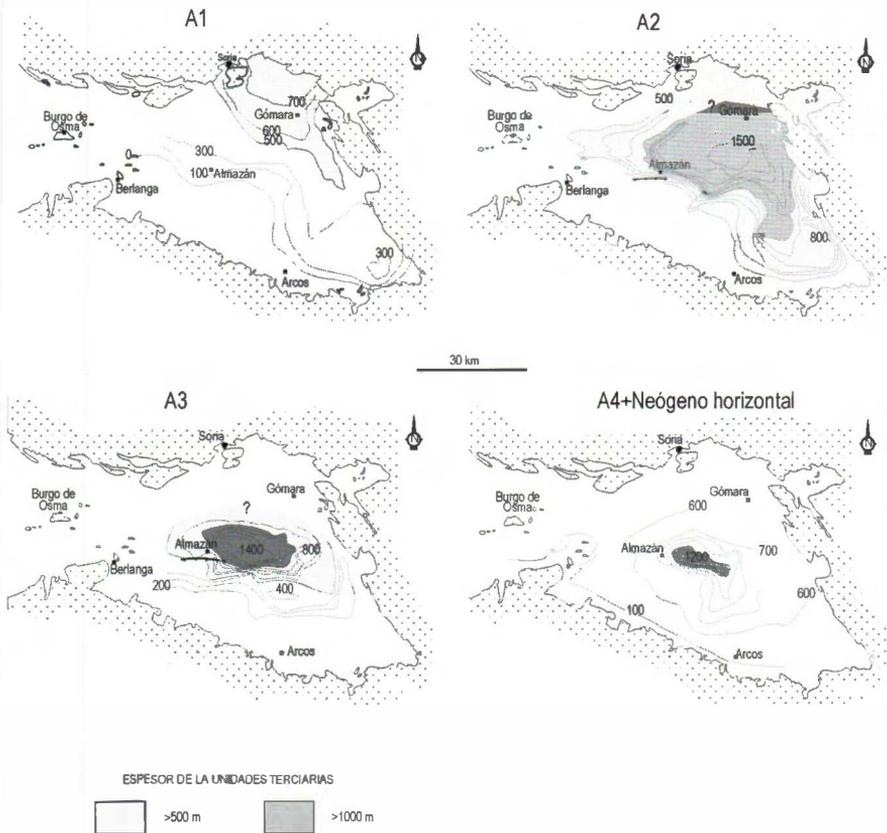


Figura 2.28 Mapas de isopacas de las unidades terciarias A1 a A4, realizadas a partir de los perfiles sísmicos y observaciones de campo. En el sector occidental ha sido difícil determinar los límites entre unidades tectosedimentarias, porque no existen perfiles que permitan entrelazar este área con el sector oriental y además las condiciones de afloramiento son peores.

desarrollos de caliches. Su potencia es del orden de 200 a 250 metros en el sector de Escornacabras. Las medidas que se han podido tomar en surcos erosivos indican una procedencia del noreste que coincide también con la posición del área fuente paleozoica. Este sistema equivale a la Unidad Detrítica de Almazul de Guisado *et al.* (1988).

Sistema del Norte de Alconaba. Es un sistema aluvial de carácter local y procedencia norte. Estos depósitos se observan al este del Cerro de Santa Ana, y están formados por canales con carga conglomerática y arenoso-gravosa y llanuras de inundación con fangos rojos. Culmina con un sistema lacustre-palustre carbonatado de escaso desarrollo. La potencia observada varía de 100 a 150 metros.

Aunque estos cuatro sistemas han sido considerados por Carballeira y Pol (1989) como de edad Paleocena, en este trabajo se han correlacionado con la base de la UTS A1, de edad Eoceno medio.

Sistema aluvial de San Cristóbal. Está constituido por canales conglomeráticos con carga mixta (en la base predominan los cantos mesozoicos, mientras que se produce un aumento hacia techo en proporción considerable de cantos paleozoicos, procedentes del NE) y llanuras de inundación de colores pardos. Es equivalente al Miembro Basal Conglomerático, que lateralmente se relaciona con los miembros Peñalcázar y Arenoso de Miñana, definidos por Bond (1996).

Sistema de Miñana. Corresponde a un sistema aluvial con canales arenosos y conglomeráticos. Los clastos son fundamentalmente carbonatados aunque existen también de naturaleza silíceas, de procedencia NE. Las llanuras de inundación son de tonos pardos y con zonas lagunares evaporíticas con yesos. Este sistema y el Sistema de San Cristóbal son simultáneos. Equivale a la Unidad Detrítica Inferior de Miñana definida por Armenteros *et al.* (1989), que alcanza una potencia máxima de 800 metros, y que lateralmente se relaciona con la Unidad Carbonática Superior de Deza (Guisado *et al.*, 1988).

Sistema Gómara 1. Es un sistema aluvial con canales arenosos y cantos. Los cantos proceden mayoritariamente del Jurásico, siendo la componente de entrada norte a noreste. Las llanuras de inundación son de colores pardos. Hacia techo se localizan intercalaciones de margas con ostrácodos, fangos con yesos y calizas brechificadas y nodulosas. Equivale al tramo basal del Miembro Torlengua definido por Bond (1996).

Sistema de los Rábanos-Ribarroya. Es un sistema *braided* con predominio de depósitos de canales de arenas, gravas y cantos. Los clastos son de procedencia cretácica, mayoritariamente de la unidad inferior del Cretácico detrítico (facies Weald). El color dominante es el rojo. Las paleocorrientes observadas son de dirección O. Se apoya localmente sobre depósitos del Sistema del Norte de Alconaba o discordantemente sobre el Cretácico superior. Se interdigitan hacia el sureste con el Sistema Gómara 1. Su espesor máximo se estima en unos 400-500 metros.

Estos sistemas son correlacionables con el tramo superior de la UTS A1 y con la UTS A2.

UTS A3

Está constituida fundamentalmente por conglomerados y arenas. Presenta un espesor máximo de 1500 metros en el centro de la cuenca y su espesor decrece gradualmente hacia los márgenes (Fig. 2.28). El margen sur se dispone en *onlap* sobre A2. Al norte muestra una discordancia progresiva, decreciendo gradualmente el buzamiento de los estratos hacia techo (Fig. 2.22). A esta unidad tectosedimentaria se le ha asignado una edad Arveniense por correlacionarla con la UTS III de Carballeira y Pol (1989) (Fig. 2.23). Equivale al tramo superior de la UTS U₀ de Arenas *et al.* (1987), el tramo medio de la UTS 2 de Armenteros *et al.* (1989) y al techo y la base de las UTS T₃ y T₄, respectivamente, de Bond (1996). Aflora a lo largo de todo el borde norte y este, a partir del paralelo de Deza, aunque también se localiza hacia el oeste en afloramientos aislados. Está representada por sistema aluviales con distintas características en función del área de procedencia (Fig. 2.29.C).

Se correlaciona con los siguientes sistemas aluviales y lacustres establecidos por Carballeira y Pol (1989) para esta zona:

Sistema de Mazaterón. Está representado por un sistema aluvial con canales de carga arenosa y conglomerática poligénica de procedencia suroriental. Las llanuras de inundación son de colores pardo-amarillentos, con desarrollo de algunos depósitos de tipo lagunar. Equivale a la Unidad Detrítica Superior de Miñana definida por Armenteros *et al.* (1989), que hacia el sur pasa a la Unidad Detrítico-Carbonática de Valdehurtado. La potencia de la Unidad Superior de Miñana es de aproximadamente 900 metros y disminuye hacia el sur hasta superar escasamente los 100

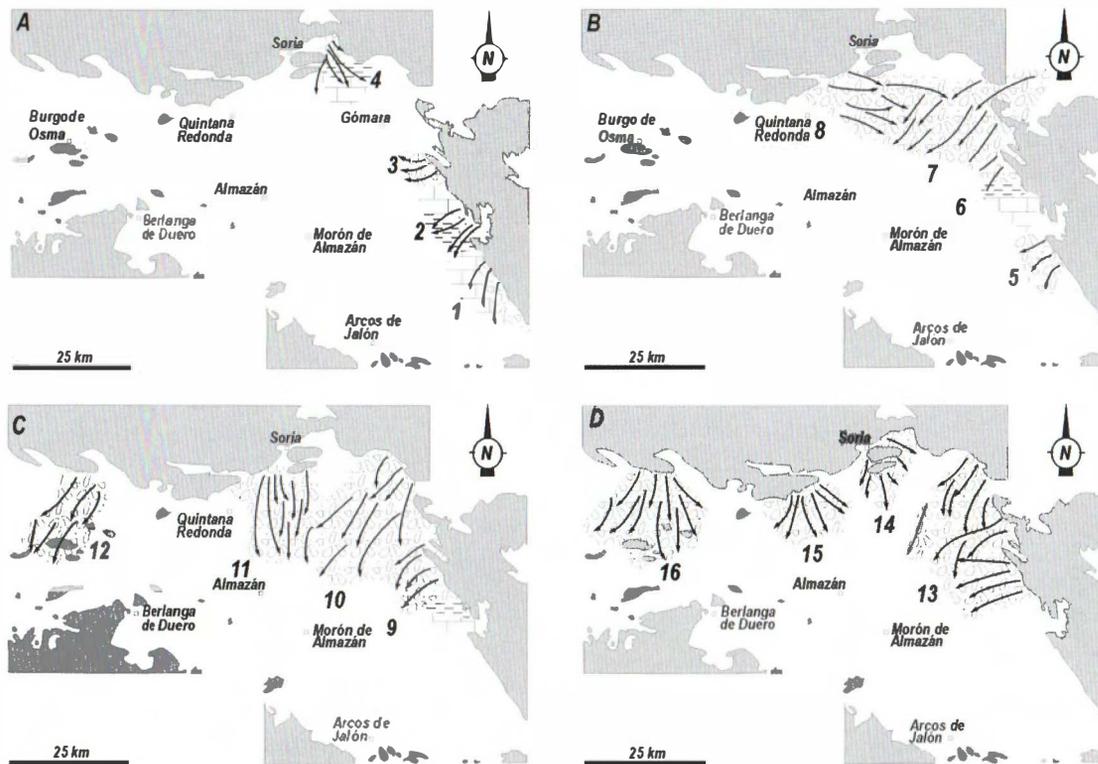


Figura 2.29. Esquema sintético de localización de los Sistemas Aluviales establecidos por Carballera y Pol (1989) para (A y B) el equivalente a la UTS A2: 1) Sistema de Embid de Ariza; 2) Sistema de Cibuela-Deza; 3) Sistema de Escornacabras-Almazán; 4) Sistema del norte de Alconaba; 5) Sistema de San Cristobal; 6 y 7) Sistemas de Miñana-Gómara 1; 8) Sistema de Los Rábanos-Ribarroya;(C) UTS A3: 9 y 10) Sistemas de Mazaterón-Gómara 2; 11) Sistema de los Llamosos-Tardajos de Duero; 12) Sistema de Burgo de Osma 1; y (D) UTS A4: 13) Sistema de Castil de Tierra; 14) Sistema de San Saturio-soria; 15) Sistema de Cuevas de Soria; 16) Sistema de Burgo de Osma 2.

metros. Es equivalente también a los miembros Carbonático de Cihuela y Paleosuelo de Cihuela de Bond (1996).

Sistema de Gómara 2. Es un sistema aluvial con canales de carga arenosa y conglomerática. Los clastos son de naturaleza carbonatada, procedentes del sector noroccidental. Las llanuras de inundación son de tonos pardos. Se relaciona lateralmente con el Sistema de Mazaterón. Es equivalente temporalmente con el Miembro Gómara, que lateralmente pasa a constituir el Miembro Torlengua, ambos definidos por Bond (1996).

Sistema de Tardajos-Los Llamosos. Corresponde a un sistema *braided* con canales de carga arenosa y conglomerática con un trazado general N-S. Los clastos proceden del Cretácico detrítico y carbonatado. El color predominante es amarillo y blanco amarillento. Lateralmente se relaciona con el Sistema Burgo de Osma 1 hacia el oeste y al Sistema Gómara 2 hacia el este.

Sistema de Burgo de Osma 1. Corresponde a un sistema aluvial de procedencia noreste, con canales de arenas y gravas con un trazado general NE-SO. Los clastos proceden del Cretácico detrítico y carbonatado. El color predominante es amarillento. La extensión de los afloramientos es muy reducida y se encuentran en las proximidades de la localidad de Burgo de Osma. El límite basal no es visible al estar tectonizado, pero pudiera ser discordante sobre el Cretácico superior. El espesor visible puede estimarse en unos 100 metros. Se relaciona con la unidad litoestratigráfica Areniscas de Burgo de Osma de Ramos Martín (1989).

UTS A4

Se localiza en casi todo el borde norte y este de la cuenca a partir del sector Deza. Está constituida por conglomerados y arenas, siendo característica común a todos los sistemas que la integran la naturaleza exclusivamente carbonatada de sus clastos. La unidad A4 está representada solamente en el centro de la cuenca, se dispone en *onlap* sobre la unidad A3 en el Monoclinal de Almazán y muestra también una discordancia progresiva en el margen norte de la cuenca (Fig. 2.21). Su máximo espesor es superior a 500 metros. A su techo se localizan los yacimientos de Cetina (Daams, 1976) y Ariza (Cuenca, 1991) que atribuyen a estos materiales una edad Ageniense (biozona MN2) (Fig. 2.23). Es equivalente al tramo superior de la UTS U₀ de Arenas *et al.* (1987), a la UTS IV de Carballeira y

Pol (1989), al tramo final de la UTS 2 de Armenteros *et al.* (1989), al techo de la UTS T₄ de Bond (1996) y a la unidad litoestratigráfica denominada Unidad Inferior, en el sureste de la Cuenca de Almazán, definida por Varas (1997) (Fig. 2.29.D).

Del mismo modo que en las unidades tectosedimentarias definidas anteriormente, es posible establecer su correlación con los sistemas aluviales establecidos por Carballeira y Pol (1989) para la zona septentrional y oriental de la Cuenca de Almazán:

Sistema de Castil de Tierra. Es un sistema aluvial poligénico, constituido por conglomerados, areniscas y arcillas. De acuerdo con la composición de los clastos y las direcciones de paleocorrientes parece que en esta unidad podría diferenciarse también dos sistemas fluviales equivalentes lateralmente. El situado en el sector noroccidental (Castil de Tierra) tendría una mayor influencia de materiales jurásicos y direcciones de corrientes con una procedencia norte a noreste. Por el contrario, el situado en el sector nororiental (Serón de Nágima) presenta un mayor predominio de los clastos carbonatados procedentes del Cretácico y sus direcciones de aportes son E-O y NE-SO. Equivale a la Unidad Detrítica de Mazaterón-Serón de Nágima (Guisado *et al.*, 1988) y que alcanza un espesor mínimo visible de 300 metros. Hacia el sureste equivaldría a los miembros Almazul, Cetina y Conglomerático de Cihuela, definidos por Bond (1996).

Sistema San Saturio-Soria. Es un sistema aluvial fundamentalmente conglomerático, de procedencia norte (noreste a noroeste), con clastos procedentes del Cretácico detrítico y carbonatado. Se localiza al oeste y norte de los relieves cretácicos del Cerro de Santa Ana. Su espesor aproximado son 900 metros. Su límite inferior es erosivo, situándose discordante sobre el Sistema Ribarroya o sobre el Sistema de Tardajos-Los Llamosos. Pasa hacia el oeste a los conglomerados situados en el contacto mecánico con el Cretácico superior de las inmediaciones de Cuevas de Soria (Sistema de Cuevas de Soria).

Sistema de Cuevas de Soria. Es un sistema aluvial de procedencia norte y equivalente lateral, hacia el oeste, del anterior. Está constituido por conglomerados de clastos procedentes del Cretácico. Se apoya sobre el Sistema Tardajos de Duero-Los Llamosos.

Sistema Burgo de Osma 2. Corresponde a un sistema aluvial con conglomerados bréchicos procedentes del Cretácico carbonatado con direcciones de entrada aproximadamente N-S. Se encuentra en relación

con los afloramientos del Cretácico superior y el Sistema Burgo de Osma 1. Tiene un espesor de unos 100 a 150 metros. Este Sistema equivale a la Unidad Caliche de Osma definida por Ramos Martín (1989).

Muchos cantos de los conglomerados provienen del Jurásico y del Cretácico inferior (Weald). Las paleocorrientes indican el NE como punto de origen constante para la parte superior de A1 a A3. (Armenteros *et al.*, 1989; Carballeira y Pol, 1989; Armenteros, 1994; Bond, 1996).

7.2. NEÓGENO HORIZONTAL

Estos sedimentos afloran en el centro y sur de la cuenca. Estos materiales, que ocupan una gran superficie de la cuenca, presentan una gran dificultad en su análisis, debido a que sus depósitos son fácilmente erosionados y evolucionan físicamente a relieves regularizados por el cuaternario, por lo que el estudio estratigráfico se fundamenta en perfiles incompletos. Para su diferenciación en distintas unidades tectosedimentarias nos hemos basado en las determinadas por Lendínez (1991e) y Armenteros (1991). Resulta difícil determinar si se trata de auténticas unidades tectosedimentarias, ya que no se observan discordancias, sólo rupturas, y además los afloramientos son horizontales, con una disposición generalizada en *onlap* hacia el sur.

Las unidades neógenas se caracterizan litológicamente por presentar los depósitos lutíticos y carbonatados un claro predominio sobre los materiales de grano grueso. La geometría de las capas horizontales del Neógeno depositadas sobre A4 no puede ser definida a partir de los perfiles sísmicos. Estos niveles corresponden a los estadios finales del relleno de la cuenca y su geometría no está tan fuertemente controlada por la actividad tectónica de los bordes de la cuenca como ocurría con los depósitos paleógenos.

Del mismo modo que en la descripción de los materiales paleógenos, se procederá a correlacionar estas UTS con las definidas por Arenas *et al.* (1987), Armenteros *et al.* (1989) y Bond (1996), y con las formaciones y unidades establecidas por Ramos Martín (1989) y Varas (1997).

UTS V YVI

Se han agrupado estas dos unidades debido a la dificultad que supone su separación litológica y cronológica, ya puesta de manifiesto al

definir los límites superior e inferior de las mismas. Se les ha asignado una edad Ageniense-Aragoniense medio y se relacionan con la UTS U₁ y la base de la U₂ definidas por Arenas *et al.* (1987), con la UTS₃ y el tramo inferior de la UTS₄ definidas por Armenteros *et al.* (1989) y con la UTS T₅ de Bond (1996). En el borde oriental de la cuenca estas UTS equivalen a la Unidad Detrítica de Mazaterón-Serón de Nágima (Guisado, 1987) y a la Unidad Carbonática de Cetina (Sánchez de la Vega, 1988). En el borde meridional equivale a el tramo inferior de las formaciones informales definidas por Bond (1996): San Roquillo y Somaén, Ariza y Jaraba. También se correlacionan con la parte inferior de la unidad litoestratigráfica definida por Varas (1997) como Unidad Superior.

Aflora a lo largo del borde este, extendiéndose hacia el centro de la cuenca hasta el meridiano que pasa por las proximidades de Serón de Nágima, y fundamentalmente en el borde sur, encontrándose en contacto directo con los materiales mesozoicos de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Los sedimentos conglomeráticos, de composición calcárea, silícea y arenosos, son atribuibles a un ambiente de abanico aluvial con barras longitudinales, propias de zonas proximales de un sistema *braided*, que terminan con un gran desarrollo de depósitos limoarcillosos correspondientes a llanuras de inundación, sobre las que se producen zonas de encharcamiento. La potencia máxima alcanza los 120 metros y las direcciones de aporte presentan un trazado general al oeste, aunque en las proximidades al borde sur se han medido paleocorrientes con orientaciones hacia el norte noroeste y suroeste (Varas, 1997).

UTS VII Y VIII

Del mismo modo que en el caso anterior, estas dos unidades se agrupan ya que los límites entre ambas no son siempre determinables, y comprenden la sucesión formada por la Unidad Rojo 1 y la Unidad Páramo 1. A estas UTS se les atribuye una edad Mioceno superior-Plioceno inferior y equivalen al techo de la UTS U₂, a la U₃ y a la base de U₄ de Arenas *et al.* (1987), a los tramos superior de la UTS₄ e inferior de la UTS₅ de Armenteros *et al.* (1989) y con la UTS T₆ de Bond (1996). En el sector de Burgo de Osma se pueden considerar equivalentes a la Unidad San Esteban de Gormaz (Ramos Martín, 1989), aunque se sitúan en una posición

estratigráfica distinta. Del mismo modo en el borde oriental estas unidades equivalen a la Unidad Detrítica de Cetina y a la Unidad Detrítica de Contamina en el sector meridional, a la Unidad Detrítica Roja de Cihuela y a la Unidad de Fangos Carbonatados y Calizas de la Granja de Mazaleta en el sector central, definidas todas ellas por Sánchez de la Vega (1988), y a la Unidad Conglomerática de las Muelas (Guisado, 1987) y a la Unidad de Fangos Carbonatados y Calizas de Campillo (Guisado *et al.*, 1988). En el área meridional se correlaciona con los tramos superiores de las formaciones San Roquillo y Somaen, Arcos de Jalón, Ariza, Jaraba y con la Formación Ibdes definidas por Bond (1996). Además equivale a la parte alta de la Unidad Superior de Varas (1997).

Se extiende a lo largo del curso del río Duero a partir de la localidad de Cubo de la Solana. También existen afloramientos en el borde este de la Cuenca, en las proximidades de Almazul-Cardejón, Deza-Embid de Ariza y Godojos-Sisamón, así como en el norte, donde existe una pequeña cuenca limitada por materiales mesozoicos en las cercanías de Numancia-Tartajo, a cuyos depósitos se les ha denominado Formación Tartajo (Lendínez, 1991e).

El tramo basal responde a depósitos de llanura aluvial por la que discurrían canales con los sedimentos conglomeráticos y arenosos, que lateralmente cambian a materiales más finos y a depósitos carbonatados correspondientes a zonas encharcadas, posiblemente palustres con algunos episodios lacustres. El espesor total oscila alrededor de los 160 metros, aunque es muy variado y difícil de calcular. Las paleocorrientes medidas tanto en algunos puntos del sector norte (Cubo de la Solana y Lubia), como del sector sur (Alhama de Aragón), indican aportes dirigidos hacia el sur.

UTS IX

Esta unidad tiene una amplia representación en el centro y en las proximidades a los bordes noroeste y suroeste de la cuenca, y se dispone paraconforme sobre las unidades inferiores. Comprende los materiales de la sucesión formada por la Unidad Rojo 2 y la Unidad Páramo 2. Se le ha asignado una edad Plioceno superior y se relaciona con la UTS U₄ de Arenas *et al.* (1987) y con el techo de la UTS 5 de Armenteros *et al.* (1989). Se puede relacionar en el área de Burgo de Osma con la Unidad Litoestrati-

gráfica de Valdecastilla de Ramos Martín (1989), aunque su base ocupa una posición estratigráfica distinta. Existen pequeños afloramientos de esta unidad en las proximidades de Garray, a los que Lendínez (1991e) ha denominado Formación Numancia. Algunos autores (Hoyos, *et al.*, 1973) han considerado estos afloramientos equivalentes a las rañas del oeste de la península. En el borde de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, la UTS IX, equivale a la Unidad Conglomerática Silíceea de Armenteros *et al.* (1989).

Estos sedimentos corresponden a depósitos fluviales que discurrían sobre los materiales existentes en la cuenca removilizando en parte estos sedimentos. Estos canales discurrían hacia el centro de la cuenca donde podría haber zonas encharcadas en las que precipitan carbonatos. La potencia de la unidad es de aproximadamente 170 metros, y las paleocorrientes medidas indican procedencia del norte.

Contexto tectónico de la sedimentación terciaria

La Cuenca de Almazán fue una cuenca intracontinental endorreica desde el Eoceno superior hasta el Mioceno superior (Bond, 1996; Santisteban *et al.*, 1996a), por lo que la evolución vertical de las unidades sedimentarias que en ella se depositaron puede ser interpretada en términos de relación entre levantamiento tectónico y suministro sedimentario (Garrido-Mejías, 1973; Beer *et al.*, 1990; Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997): secuencias grano decrecientes, junto con geometría en *onlap* y tasas de acumulación bajas sugieren episodios de decrecimiento (aceleración negativa) de la relación levantamiento tectónico del margen de la cuenca/ suministro sedimentario; del mismo modo, las secuencias grano crecientes, junto con geometrías *offlap*, sistemas de retrogradación aluvial y tasas bajas de acumulación pueden ser asociados con incremento de la relación levantamiento tectónico del margen de la cuenca/ suministro sedimentario. Las discordancias sintectónicas (*offlap-onlap*, Riba, 1976a) marcan los máximos en el valor de la relación levantamiento tectónico del margen de la cuenca/suministro sedimentario.

La etapa compresional terciaria comienza en el Eoceno medio-superior dando lugar al levantamiento de los bordes de la cuenca (Bond, 1996) (Fig. 2.30c y d). Durante el Eoceno superior-Oligoceno tiene lugar la etapa principal de plegamiento. En este momento se produce un importante

aporte sedimentario procedente del sur de la Sierra de Cameros y de la Sierra del Moncayo hacia el sur y suroeste de la Cuenca de Almazán, constituyendo el denominado Sistema Aluvial de Gómara (Carballeira y Pol, 1989; Bond, 1996) (Fig. 2.30e). Este levantamiento del borde norte y del borde este de la cuenca se mantiene hasta el Oligoceno medio-superior (Fig. 2.30f). A partir del Ageniense se produce una deceleración progresiva del diastrofismo, lo que conlleva una expansión de los sistemas palustres/lacustres (Fig. 2.30h). No hay evidencias de que las unidades neógenas se encuentren basculadas en la mayor parte de la cuenca (Cortés y Maestro, 1997).

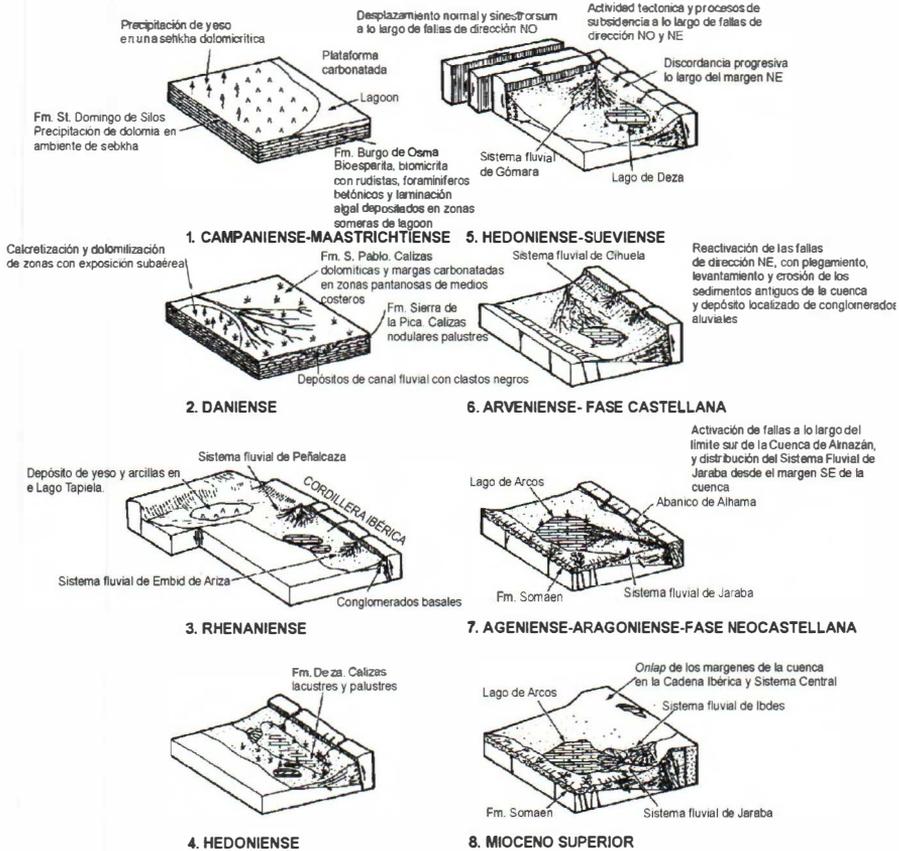


Figura 2.30. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Almazán (extraído de Bond, 1996).

Como hemos comentado anteriormente, la principal fuente de sedimentos durante el depósito de A2 y A3 vino dado por dos sistemas aluviales (con una longitud que varía entre 35-40 kilómetros, Bond, 1996) provenientes del Macizo del Moncayo. Para verificar la procedencia de los materiales en la cuenca terciaria, se ha elaborado un mapa de isolíneas mostrando las series erosionadas de los márgenes de la cuenca (Fig. 2.31), a partir de una retícula constituida por cuadrados de un kilómetro de lado y teniendo en cuenta la secuencia sedimentaria mesozoica en cada sector, descrita en los mapas geológicos de escala 1:50.000 (Esnaola y Martín Fernández, 1973; Beltrán et al., 1980; Adell Argiles et al., 1981; Bascones et al., 1981; Aragonés y Hernández-Samaniego, 1981; Quintero et al., 1981; Rey y Rivera, 1981; Adell Argiles et al., 1982; Bascones et al., 1982; Del Olmo, et al., 1983; Quintero y Mansilla, 1988; Ferreiro y Lendínez, 1991; Lendínez, 1991b, c y d; Lendínez y Martín, 1991; Lendínez y Muñoz, 1991; Lendínez y Ruiz, 1991). Los supuestos para la construcción de este mapa son los siguientes:

1) El desarrollo actual del nivel de erosión coincide aproximadamente, en muchas de las áreas que rodean la Cuenca de Almazán, con la topografía del Mioceno superior-Plioceno (Gutiérrez Elorza y Gracia, 1997), mostrando en la actualidad una elevación media de 1000-1200 metros por encima del nivel del mar. Durante el Cuaternario la erosión ha sido pequeña, como se puede apreciar en el escaso desarrollo de terrazas a lo largo del río Duero. Actualmente el nivel de base local se sitúa a una cota de 900-1000 m.s.n.m., sólo 200 metros por debajo de la parte más alta de las series Miocenas lacustres. La actual red fluvial asociada a los afluentes del río Duero puede ser considerada como heredada de épocas terciarias (Fig. 3.31A). Este supuesto no puede ser aplicado al sector sur de la cuenca, drenado por el río Jalón, con un nivel de base local en el área estudiada de 500 metros por debajo de la parte más alta del Mioceno lacustre.

2) El volumen del relleno de las rocas del Terciario de la cuenca de Almazán, muchas de ellas clásticas, debe ser del mismo orden de magnitud que el volumen erosionado de las secuencias mesozoicas alrededor de la cuenca. Teniendo en cuenta que la densidad de las rocas terciarias (2600 kg.m^{-3}) es la misma que la media de las series mesozoicas (2400 kg.m^{-3} para las arenas Albienses, 2600 kg.m^{-3} para el Jurásico superior-Cretácico inferior y 2750 kg.m^{-3} para el Jurásico marino, Rivero et al., 1996), podemos utilizar esta igualdad para comparar los mapas de isolíneas

obtenidos. El volumen de la cuenca hallado a partir del mapa de isobatas de la base del Terciario (Fig. 2.20), considerando una elevación de 1.150 metros como la parte más alta de la cuenca y eliminando la erosión cuaternaria, es de $6,7 \times 10^3 \text{ km}^3$ y el volumen de las rocas erosionadas es de $6,33 \times 10^3 \text{ km}^3$.

El espesor de las series erosionadas es máximo (superior a 5 kilómetros) en el Macizo del Moncayo y áreas vecinas al Macizo de Cameros, y decrece hacia el oeste y la Rama Aragonesa, donde sólo los abanicos aluviales (con radios entre 0,5 y 8 kilómetros, Bond, 1996) eran la fuente de depósitos durante el Paleógeno. El margen sur de la cuenca (Rama Castellana) era una fuente menor de aportes de sedimentos. La litología de los cantos de los conglomerados paleógenos (principalmente Jurásico marino y Jurásico superior-Cretácico inferior transicional y continental) también está de acuerdo con esta interpretación.

8. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios que recubren la Cuenca de Almazán están representados fundamentalmente por distintos niveles de terrazas fluviales ligadas a los ríos Duero y Jalón y sus afluentes. Constituyen niveles que quedan colgados a distintas alturas con respecto al cauce actual. Las cotas relativas son: +1-7 m; +10-12 m; +15-18 m; +20-25 m; +30-32 m; +35-40 m y +65-68 m. Están constituidas por cantos, gravas y bloques mayoritariamente cuarcíticos, de un tamaño medio entre 3-7 centímetros. Las arenas y limo-arcillas están presentes en el lecho actual, niveles de vega y en los niveles de terraza más bajos. Por lo regular la estructura es de clastos soportados por grava. Los espesores de las terrazas oscilan entre los 2 y 4 metros.

El sistema de terrazas lleva asociado también un sistema de glaciares. Se han distinguido dos niveles que enlazan con los dos más antiguos de terrazas. Estos glaciares presentan potencias variables que sobrepasan en algunos puntos los 5 metros. Están constituidos por gravas redondeadas, generalmente cuarcíticas y calcáreas, dispersas en una matriz arcillo-arenosa, en las que a veces pueden observarse grandes bloques, de tamaño métrico, de la misma composición litológica que las gravas. También se han observado depósitos travertínicos en las proximidades de Deza y de

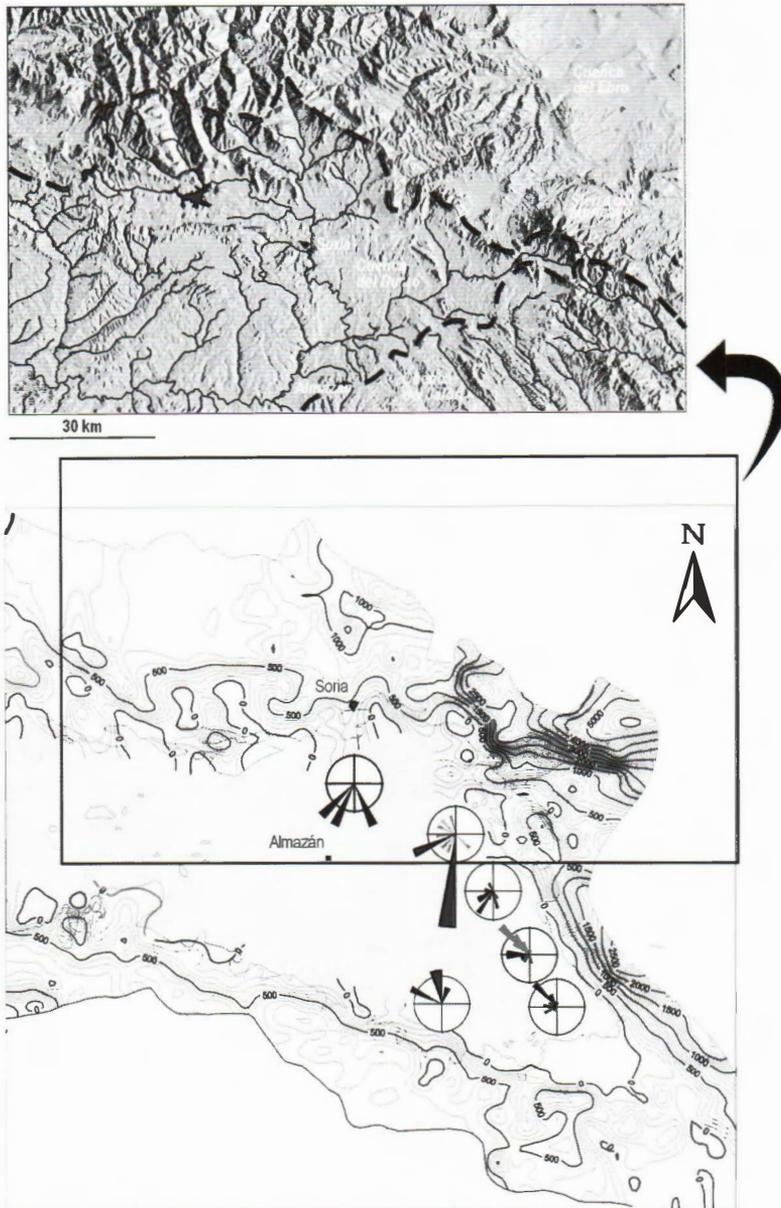


Figura 2.31. A) Modelo digital del terreno mostrando los afluentes del río Duero en el área fuente septentrional de la Cuenca de Almazán. B) Mapa de contornos del espesor de la serie mesozoica erosionada sobre el nivel de erosión actual. Teniendo en cuenta que la erosión cuaternaria es inapreciable, este mapa indica los valores de la erosión durante el Terciario en las áreas vecinas a la cuenca. Las rosas de orientación muestran la dirección de las paleocorrientes.

Jaraba, que alcanzan los 8 metros de potencia. Les ha sido asignada una edad Würm por Gladfelter (1971).

Se ha prescindido de la representación de estos depósitos en la elaboración de las cartografías realizadas en este trabajo para visualizar de forma más clara las estructuras y el sustrato.

2

ESTRUCTURA DE LOS BORDES DE LA CUENCA DE ALMAZÁN

3

A grandes rasgos, la estructura de la Cuenca de Almazán se caracteriza por la existencia al norte de un sistema de cabalgamientos de vergencia sur, que coincide aproximadamente con el borde meridional de la Sierra de Cameros. En detalle este frente de Cameros presenta varios cambios de orientación, NO-SE en la parte oriental, E-O y NE-SO en el centro, y aproximadamente NO-SE en la oriental. El bloque cabalgante está constituido por materiales mesozoicos, que se disponen sobre depósitos de esta misma edad, a excepción de su parte central donde son los materiales terciarios los que constituyen el bloque inferior del cabalgamiento. En la Rama Aragonesa, las estructuras presentan dirección NO-SE, con vergencia al oeste en la zona de contacto con la cuenca, constituyendo desde el punto de vista estructural, *grosso modo*, una estructura antiformal de núcleo Cámbrico-Ordovícico. Al sur, los materiales mesozoicos que conforman el límite de la cuenca, se orientan preferentemente según una directriz E-O, tratándose normalmente de estructuras laxas relacionadas con la reactivación de fallas extensionales generadas durante la etapa de *rifting* triásico. Los materiales paleógenos que rellenan la cuenca se encuentran deformados al norte y este, presentando pliegues de longitud kilométrica que se inflexionan de oeste a este, pasando de tener orientación NE a NO. Los depósitos neógenos se encuentran por lo general subhorizontales, sobre las unidades inferiores.

Para la descripción de la macroestructura hemos considerado una serie de sectores diferentes en función de sus características y directrices estructurales (Fig. 3.1). Para una mejor sistematización, algunos de ellos han sido subdivididos en áreas más pequeñas. Estos sectores son: 1) el borde septentrional de la Cuenca de Almazán en contacto con el sector sur de la Sierra de Cameros; 2) el sector occidental de la Rama Aragonesa; y 3) el sector norte de la Rama Castellana.

1. SECTOR SEPTENTRIONAL

Este sector se encuentra a caballo entre los materiales del Cretácico inferior del límite sur de las Sierras de Cameros y los materiales terciarios.

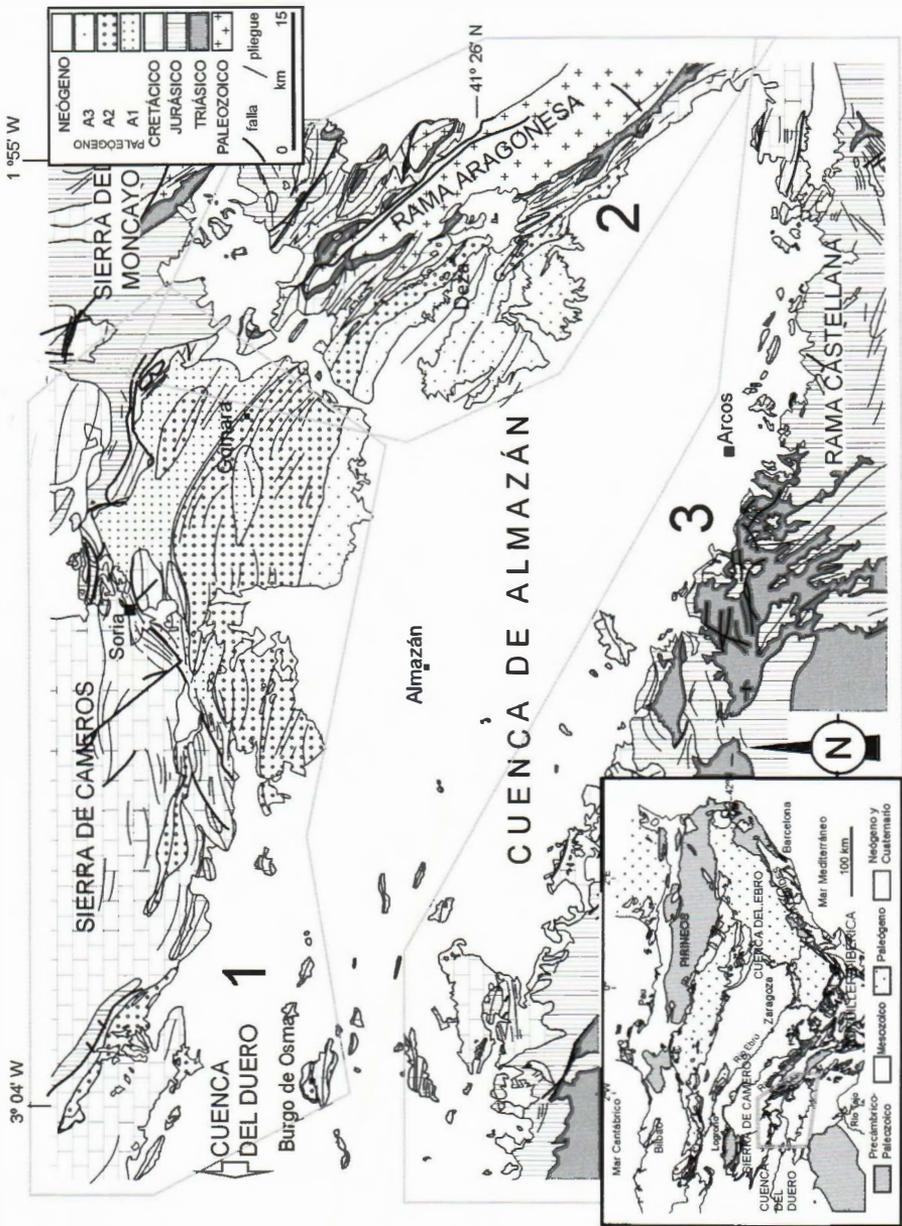


Figura 3.1. División de los sectores de la Cuenca de Almazán, para su descripción en el presente capítulo. 1: Sector septentrional. 2: Rama Aragonesa. 3: Rama Castellana.

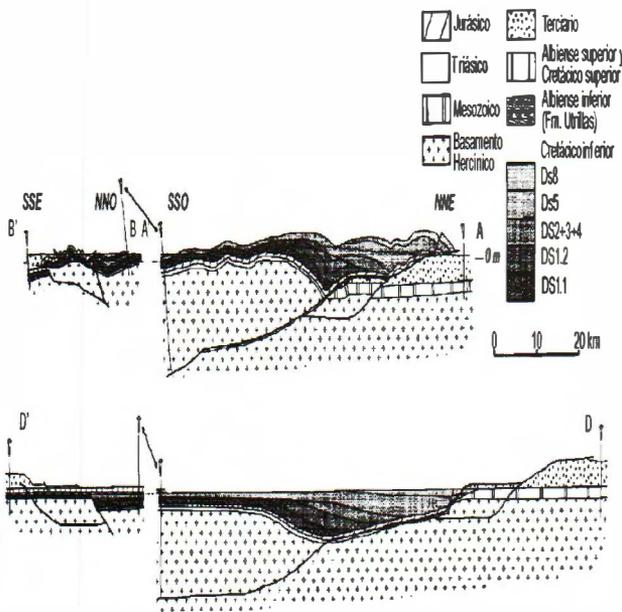


Figura 3.2. A-A' y B-B') Cortes geológicos de la Sierra de Cameros desde la Cuenca del Ebro al N hasta la Cuenca de Almazán al S. D-D') Restauración parcial de las secciones A-A' y B-B' en el estadio previo a la inversión de la cuenca (modificado de Guimerà et al., 1995).

lo que daría lugar a la neoformación de un cabalgamiento en su margen norte, sobre la Cuenca del Ebro, con un desplazamiento de hasta 30 kilómetros (Casas, 1993), y un sistema de cabalgamientos imbricados y cabalgamientos ciegos en el borde sur, sobre la Cuenca de Almazán, con un acortamiento aproximado de unos 5 kilómetros (Fig. 3.2) (Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995).

Estructuralmente, el borde norte de la cuenca se caracteriza por el predominio de pliegues de dirección E-O y un frente cabalgante vergente al sur (Fig. 3.1). Este sistema de cabalgamientos, que en algunas zonas es fosilizado por los materiales subhorizontales neógenos, presenta una longitud aproximada de unos 90 kilómetros, extendiéndose desde la Sierra de La Pica al este a San Leonardo de Yagüe al oeste. El límite de las sierras determinado por el sistema de cabalgamientos muestra varios cambios de orientación (Fig. 3.3): entre la Sierra de la Pica y Omeñaca presenta una dirección NO-SE, entre Omeñaca y Soria pasa a adoptar una orientación E-O, de Soria a Cuevas de Soria la dirección es NE-SO y de esta localidad

rios de la Cuenca de Almazán, a los que se les atribuye una edad comprendida entre el Eoceno y el Oligoceno (UTS A1 y A2). Mas et al. (1993) en la interpretación que realizan de la evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Cameros, afirman que el borde norte de la Cuenca de Almazán se generó durante la compresión terciaria, en un lapso de tiempo que abarca desde el Paleógeno hasta el Mioceno medio. Esta compresión produjo la inversión de la Cuenca de Cameros,

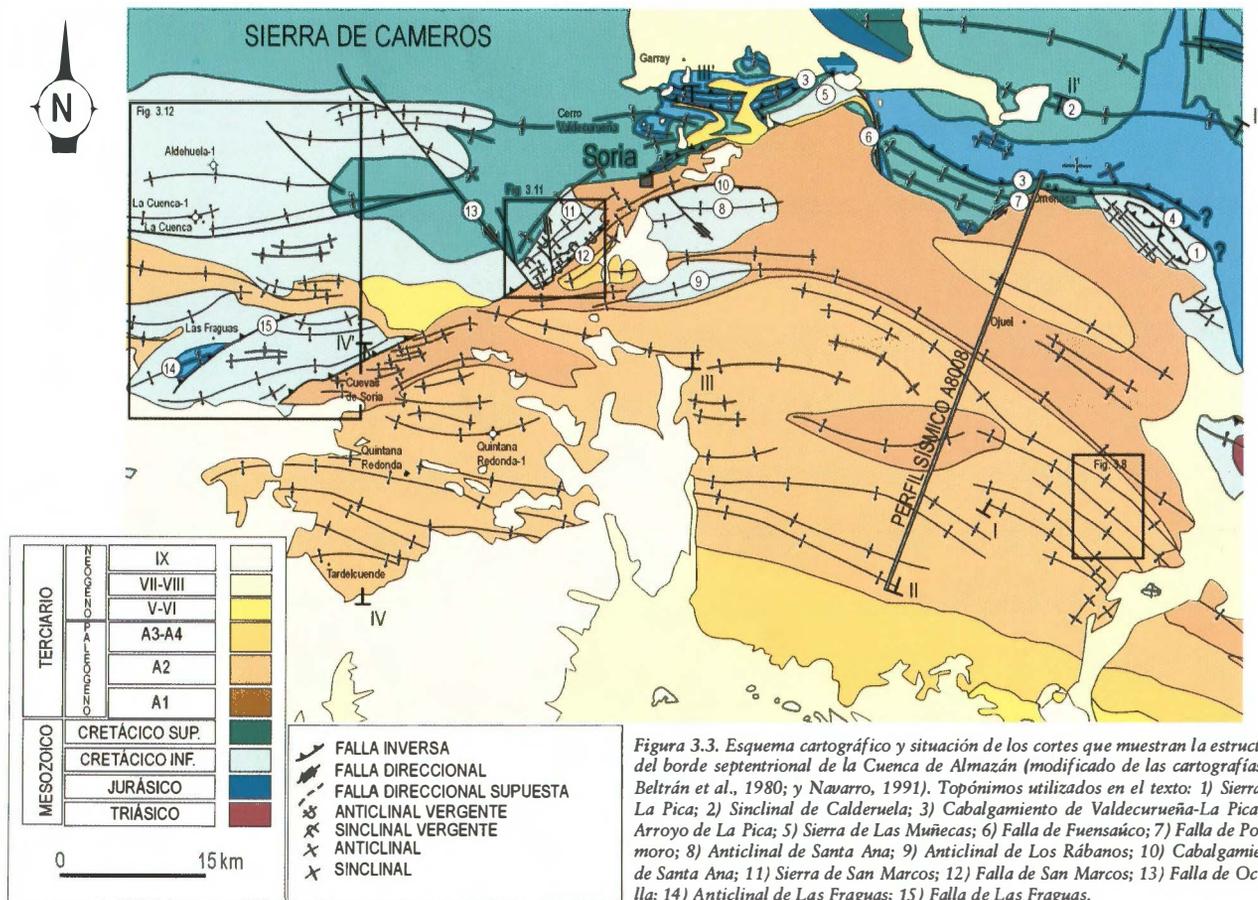


Figura 3.3. Esquema cartográfico y situación de los cortes que muestran la estructura del borde septentrional de la Cuenca de Almazán (modificado de las cartografías de Beltrán et al., 1980; y Navarro, 1991). Topónimos utilizados en el texto: 1) Sierra de La Pica; 2) Sinclinal de Calderuela; 3) Cabalgamiento de Valdecurruña-La Pica; 4) Arroyo de La Pica; 5) Sierra de Las Muñecas; 6) Falla de Fuensaíco; 7) Falla de Pozal-moro; 8) Anticlinal de Santa Ana; 9) Anticlinal de Los Rábanos; 10) Cabalgamiento de Santa Ana; 11) Sierra de San Marcos; 12) Falla de San Marcos; 13) Falla de Ocenilla; 14) Anticlinal de Las Fraguas; 15) Falla de Las Fraguas.

hasta San Leonardo de Yagüe vuelve a ser aproximadamente ONO-ESE. La traza de este cabalgamiento está desplazada en algunas zonas por fallas direccionales de dirección NNO-SSE y NE-SO, con sentido de movimiento aparentemente dextrorso para las primeras (ej. Falla de Ocenilla, Clemente y Alonso, 1990; y Falla de Fuensaúco, Navarro, 1991) y sinistrósum para las segundas.

Los materiales terciarios, de edad Eoceno-Mioceno inferior (Carballeira y Pol, 1989), del borde noreste de la cuenca se encuentran deformados, constituyendo pliegues que por lo general presentan vergencias al norte, con buzamientos de sus flancos septentrionales, en algunos casos, superiores a 80°. Se trata de pliegues que se propagan desde el zócalo afectando a los depósitos terciarios, sin niveles de despegue importantes entre ambos. Se distinguen dos sectores:

1) Entre las localidades de Soria y Cuevas de Soria, se observa la existencia de pliegues en relevo de dirección predominante E-O (Fig. 3.3).

2) Entre la localidad de Soria y el borde oriental de la cuenca existen pliegues de hasta 20 kilómetros de longitud cuya dirección se acomoda al borde de la cuenca. Presentan dirección NE-SO en las proximidades de la Sierra de San Marcos y se inflexionan hasta adquirir dirección NO-SE en las cercanías de la Rama Aragonesa. Algunos de estos anticlinales tienen flancos verticales, mostrando vergencia norte (Fig. 3.3).

1.1. SIERRA DE LA PICA

La Sierra de la Pica se localiza en el sector más oriental del área septentrional. Constituye, *grosso modo*, una estructura anticlinal vergente al sur rota en su flanco sur por un cabalgamiento (Valdecurueña-La Pica; Navarro, 1991) de vergencia SO, cuya traza cartográfica puede seguirse a lo largo de 25 kilómetros (Fig. 3.4, corte I-I'). Al norte de la sierra la estratificación presenta una orientación E-O, pasando hacia el este a presentar un rumbo NO-SE. La estructura más llamativa en el bloque superior es el Sinclinal de Calderuela cuyo flanco norte presenta buzamientos al sur próximos a los 40°, atenuándose hacia la charnela hasta disponerse subhorizontales. En el flanco sur las capas pasan a buzarse entre 40°-50°N. En el bloque inferior aflora el Grupo Oncala, que presenta buzamientos próximos a 60°N. Hacia el sur, en las proximidades del Arroyo de la Pica, los depósitos del Weald cabalgan sobre las arenas de la Formación Utrillas y sobre las calizas del Cretácico superior, cuyas capas se encuentran invertidas

con buzamientos que varían entre los 35°-60°N. Finalmente, en el Alto de la Pica se observa cómo las calizas del Cretácico superior constituyen una escama cabalgante con un plano subhorizontal (Fig. 3.5A). El bloque inferior presenta buzamientos próximos a los 40°S, que se atenúan hacia la cuenca pasando a conformar un par de pliegues simétricos cuyos flancos presentan escaso buzamiento (entre 5° y 10°). Sobre estos materiales descansan los depósitos paleógenos en paraconformidad con buzamientos entre 10°-15°S. Se ha determinado que el acortamiento producido por esta estructura es próximo a los 3 kilómetros (Fig. 3.4, corte I-I').

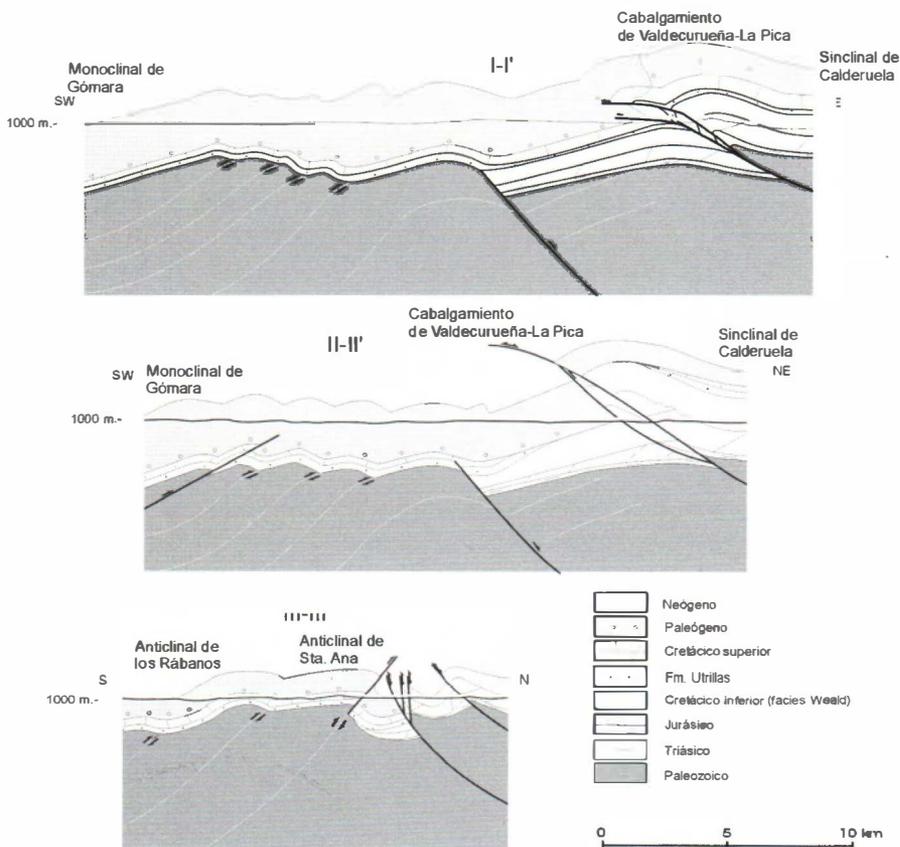


Figura 3.4. Cortes geológicos realizados a partir de datos de superficie en los que se muestra la estructura del borde septentrional. I-I') Corte de la Sierra de la Pica. II-II') Corte del sector de Omeñaca. III-III') Corte del sector Garray-Santa Ana-Los Rábanos.

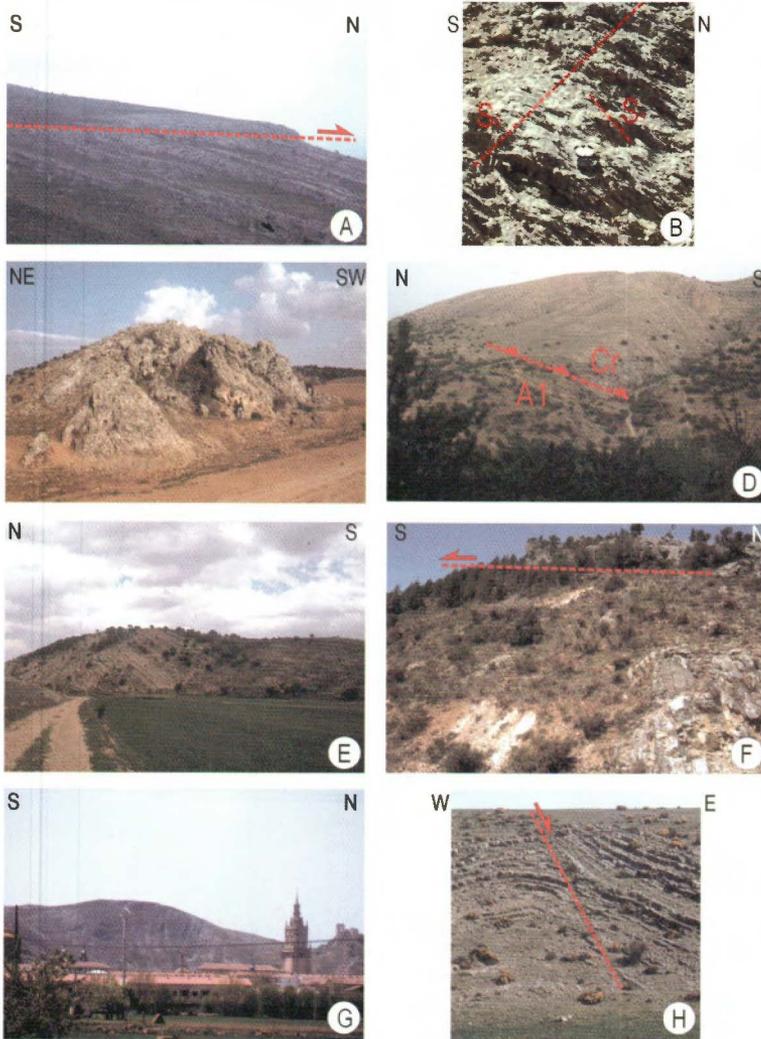


Figura 3.5. A) Cabalgamiento más meridional de la estructura de la Sierra de La Pica. El plano de cabalgamiento es subhorizontal y pone en contacto materiales del Cretácico superior en ambos bloques. B) Aspecto de la microfracturación planar que se asemeja a una esquistosidad gruesa afectando el flanco occidental del pliegue de eje vertical de la sierra de Las Muñecas. C) Flexión del flanco oriental del pliegue vertical de la sierra de Las Muñecas por la actividad de la Falla de Fuensaúco y que da lugar a la formación de un pliegue tumbado vergente al este. D) Vista del Cabalgamiento de Santa Ana en las proximidades de San Saturio y que superpone las calizas del Cretácico superior a los conglomerados de la unidad A1 (rampa de bloque superior-rampa de bloque inferior). E) Detalle de un pliegue de vergencia sur afectando a los materiales detríticos de la unidad A2 en el bloque inferior del Cabalgamiento de Cuevas de Soria. F) Detalle del Cabalgamiento de San Leonardo de Yagüe al sur de la localidad Talveila. G) Panorámica de los pliegues de vergencia norte en el flanco septentrional del anticlinorio de Burgo de Osma. H) Fallas normales de dirección NW y salto métrico en materiales de la Fm. Utrillas, a un kilómetro al norte de Torrelapaja, junto a la carretera nacional.

1.2. SECTOR DE OMEÑACA

La estructura de este sector es muy semejante a la descrita anteriormente (Fig. 3.4, corte II-II'). Al norte, la estructura más importante es el Sinclinal de Calderuela. Hacia el sur, la serie aflorante esta constituida por los tramos carbonáticos del Jurásico inferior-medio con un buzamiento medio de 50°N (Fig. 3.6A). Se observan fenómenos de despegue que dan lugar a pequeños pliegues de dimensiones métricas a decamétricas. Estos despegues se desarrollan especialmente en los tramos calcáreos de la Formación Barahona. Hacia el sur la estructura se ve interrumpida por una falla inversa de escaso salto en la Formación Imón con rellano en los dos bloques.

Un kilómetro al norte de la localidad de Omeñaca, las calizas jurásicas se disponen sobre las facies Weald en contacto mecánico, continuación de la estructura cabalgante de Vadecurueña-La Pica. Estos depósitos siguen presentando orientación E-O y buzamientos hacia el norte de aproximadamente 50°(Fig. 3.6B). Ya próximos al borde de la cuenca terciaria se observa una pequeña falla inversa que da lugar al cabalgamiento de los materiales en facies Weald en rellano de bloque superior sobre rampa de bloque inferior.

Al sur del Cabalgamiento de Vadecurueña-La Pica los depósitos paleógenos presentan un buzamiento suave hacia el sur ($\approx 15^\circ$) (Fig. 3.7A) que se interrumpe al sur de la localidad de Ojuel, donde las capas congl-

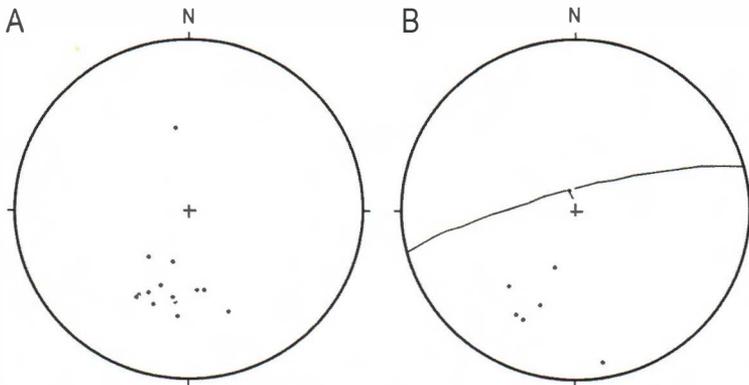


Figura 3.6. Estructuras encontradas en el sector de Omeñaca. A. Orientación de la estratificación de las calizas jurásicas del sector de Omeñaca. B: Orientación de la estratificación de los depósitos en facies Weald y plano de falla y estría de una escama de cabalgamiento que afecta a estos materiales.

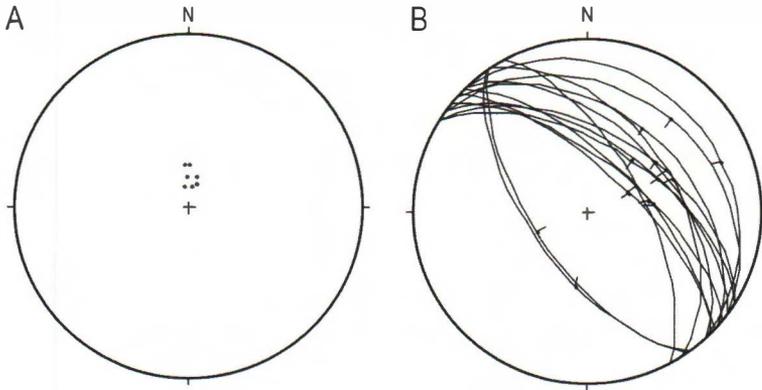


Figura 3.7. A) Representación estereográfica de las medidas de estratificación realizadas en los depósitos paleógenos al sur de Omeñaca. B) Representación de las estrías de deslizamiento “capa sobre capa” en los niveles conglomeráticos del Paleógeno en las proximidades de Gómara.

meráticas buzan hacia el norte, llegando a disponerse en algún caso verticales. A partir de este lugar aparece un tren de pliegues, con dirección subparalela a las estructuras anteriores, vergentes al norte, y con trazas axiales que llegan a alcanzar 40 kilómetros de longitud. La mayor parte de los pliegues poseen longitudes de onda comprendidas entre 1 y 5 kilómetros y amplitudes entre 250 y 500 metros. Las charnelas anticlinales tienden a ser suaves, con zonas de buzamiento horizontal y las charnelas sinclinales angulosas (Fig. 3.4, cortes I-I' y II-II'). En algunos afloramientos ha sido posible observar estrías de deslizamiento “capa sobre capa” (Fig. 3.7B). La zona plegada está limitada al sur por el Monoclinal de Gómara (con 30° de buzamiento medio), que la separa del dominio central de la Cuenca de Almazán, en el que todo el conjunto Mesozoico-Paleógeno-Neógeno presenta buzamientos subhorizontales (ITGE, 1990). Estos pliegues paleógenos presentan dos diferencias fundamentales al comparar los datos de superficie y los de sismica de reflexión: 1) en general, los buzamientos deducidos a partir del cálculo de profundidades de reflectores en el perfil sísmico son menores que los medidos en superficie, y 2) en superficie aparece un mayor número de pliegues, algunos de ellos de escala más pequeña. Ambos datos son indicadores de la existencia de niveles de despegue, posiblemente de pequeña entidad y constituidos por los niveles arcillosos, en el interior de la serie paleógena. Este hecho se observa en el entorno de la localidad de Gómara, donde junto a los pliegues con trazas axiales de gran continuidad se observa la existencia de otros más pequeños, con buzamientos bajos de sus flancos y cuya traza axial presenta longitudes inferiores a 5 kilómetros (Fig. 3.8).

1.3. LA SIERRA DE LAS MUÑECAS

La traza cartográfica del Cabalgamiento de Valdecurueña-La Pica se encuentra desplazada aproximadamente 3 kilómetros al sur en las proximidades de la Sierra de Las Muñecas por un importante accidente direccional de dirección NNO-SSE (ver Fig. 3.3), con sentido de movimiento dextrorso-inverso, denominado Falla de Fuensaúco (Navarro, 1991).

La Sierra de Las Muñecas es un sinclinal de eje vertical convexo hacia el norte (Fig. 3.3). Su flanco occidental está limitado al norte por el Cabalgamiento de Valdecurueña-La Pica que pone en contacto las calizas

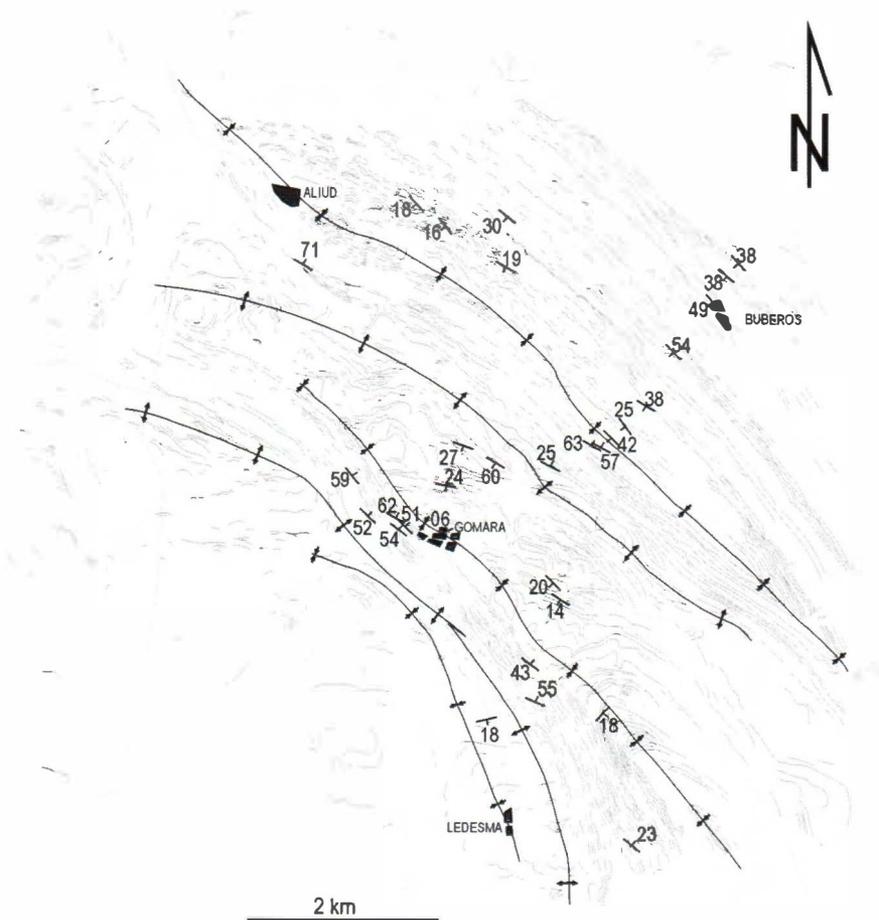


Figura 3.8. Esquema fotogeológico de los alrededores de Gómara. Ver localización en Fig. 3.3.

del Jurásico inferior-medio, de orientación E-O, con los depósitos detríticos en facies Weald, de dirección NE-SO. Sobre estos depósitos se disponen en paraconformidad las unidades carbonatadas del Cretácico superior en posición normal, hundiéndose hacia la cuenca con buzamientos próximos a los 50° y cubiertos en discordancia angular por los depósitos terciarios de la unidad A1. En esta área se ha observado cómo las rocas se encuentran afectadas por una esquistosidad de disolución (Fig. 3.5B) con una orientación que varía entre NE a E (Fig. 3.9).

La estructura del flanco oriental del sinclinal esta fuertemente condicionada por la actividad de la Falla de Fuensaúco, que da lugar a que las rocas cretácicas pasen a presentar una orientación media N160E y que en las proximidades de la falla los planos de estratificación se verticalicen, o lleguen a invertirse dando lugar localmente a la formación de un pliegue tumbado vergente al este (Fig. 3.5C y 3.9). Es probable que esta falla de dirección NNO junto a la que se observa al este de dirección NE (Falla de Pozalmo) sean accidentes extensionales que controlaron el depósito de las facies Weald en este sector del borde sur de Cameros, y que durante la compresión alpina jugaron como accidentes direccionales con desplazamientos dextrorso y sinistrósum respectivamente.

1.4. GARRAY-SANTA ANA-LOS RÁBANOS

Al norte de Garray se observa la existencia de un sinclinal laxo (buzamiento medio del flanco sur próximo a los 20°N) constituida por las formaciones Cortes de Tajuña e Imón, que se disponen sobre los materiales carbonatados del Jurásico medio por medio de un cabalgamiento vergente al sur, continuación del cabalgamiento de Valdecurueña-La Pica (Fig. 3.4, corte III-III'). El salto de este cabalgamiento se atenúa hacia el oeste desapareciendo en las inmediaciones del Cerro Valdecurueña. Su bloque inferior aparece plegado y afectado por fallas normales heredadas de la extensión mesozoica. Algunas de estas fallas han sido reactivadas como inversas durante la compresión terciaria, dando lugar a la existencia de una banda tectonizada al norte de la localidad de Soria de aproximadamente un kilómetro de anchura. Esta zona de fallas normales constituye el límite meridional de la cuenca de Cameros, ya que más al sur las formaciones de Escucha-Utrillas se apoyan directamente sobre el Triásico y el Paleozoico (sondeo de Quintana Redonda-1, Lanaja, 1987).

Al sur de la zona de fallas inversas aparecen dos anticlinales, que forman dos resaltes topográficos al SE de la capital soriana (Anticlinal del

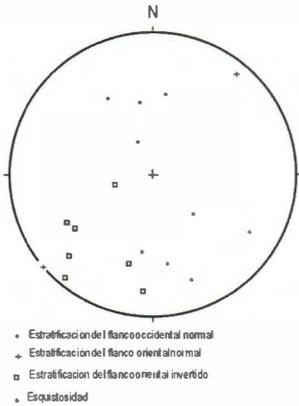


Figura 3.9. Datos de estratificación de los flancos occidental y oriental del pliegue de eje vertical y esquistosidad en la zona de La Sierra de Las Muñecas.

Cerro de Santa Ana y Anticlinal de los Rábanos), de dirección E-O y vergentes al norte, dibujados por el Cretácico superior y limitados por un sinclinal angular. Los pliegues son de tipo flexural, y en los flancos aparecen estrías de deslizamiento capa sobre capa (Fig. 3.10A). El cabalgamiento del Cerro de Santa Ana pone en contacto los materiales del Cretácico superior sobre la unidad A1, conglomerática, de edad paleógena. Se ha observado en los materiales terciarios invertidos, próximos al contacto con el cabalgamiento, una serie de fallas inversas de orientación E-O con buzamiento de 80°S y cabeceos también altos ($75\text{-}90^{\circ}$) (Fig. 3.10B). Se ha podido medir también el plano principal del cabalgamiento en el sector occidental del anticlinal, donde presenta un buzamiento medio de 70°S (Fig. 3.5D). El eje del pliegue de Santa Ana se encuentra desplazado en su sector oeste por una falla direccional de escaso desplazamiento de dirección NO-SE y sentido de movimiento sinistrósum.

El Anticlinal de los Rábanos presenta buzamientos suaves en su flanco sur ($\approx 30^{\circ}$), aunque próximo a su borde occidental la capas se incurvan hasta verticalizarse, posiblemente debido a algún pequeño retrocabalgamiento que no llega a aflorar en superficie. La UTS A1 presenta buzamientos próximos a los 70°S , disponiéndose en discordancia angular sobre las calizas cretácicas.

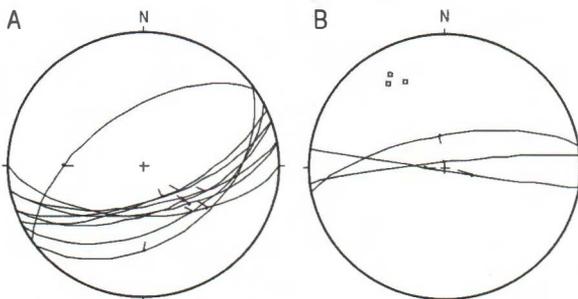


Figura 3.10. A) Representación estereográfica de las estrías de deslizamiento "capa sobre capa" observadas en los materiales de Cretácico superior del Anticlinal de Los Rábanos. B) Fallas inversas afectando a los depósitos paleógenos en las proximidades del Cabalgamiento de Santa Ana. Los cuadrados corresponden a planos de estratificación.

Hacia el sur se observa la existencia de anticlinales con vergencia N que afectan a los

depósitos paleógenos. Los flancos septentrionales llegan a presentar buzamientos próximos a los 70°. Tanto estos pliegues como los anteriormente mencionados a lo largo de esta transversal deben involucrar al zócalo paleozoico.

1.5. LA SIERRA DE SAN MARCOS

Es la zona más compleja del borde septentrional de la Cuenca de Almazán. La estructura se caracteriza por una serie de pliegues de dirección NE-SO, muy apretados y con vergencia SE, que presentan buzamientos elevados o invertidos de sus flancos. Estos pliegues localmente rompen en las proximidades de los núcleos de los sinclinales dando lugar a la aparición de pequeñas escamas cabalgantes (Fig. 3.11). Los materiales del Cretácico inferior (formaciones Utrillas y Golmayo) que se encuentran plegados cabalgan sobre los materiales Eoceno-Oligocenos de la cuenca terciaria de Almazán (UTS A1). Esta estructura cabalgante es paralela a la Falla de Soria (Clemente y Alonso, 1990), y se trataría muy probablemente de una falla de atajo (*shortcut*) asociada a la inversión tectónica de la Cuenca de Cameros que dio lugar a la reactivación de este accidente extensional que funcionó durante el Cretácico inferior (Fig. 3.11).

Esta área está limitada al suroeste por la Falla de Ocenilla (Clemente y Alonso, 1990), que presenta una longitud de aproximadamente 20 kilómetros y afecta al Sinclinal de Picofrentes, de dirección E-O, situado al norte de este sector. Esta falla subvertical presenta una dirección aproximada N140E y un sentido de movimiento aparentemente dextrorso, que desplaza también la traza del cabalgamiento principal, de dirección NE-SO. Esta estructura debió de jugar durante el Cretácico inferior como falla normal, al igual que la Falla de Soria, compartimentando la Cuenca de Cameros (Clemente y Alonso, 1990). Esto se puede deducir al observar los adelgazamientos de la unidades del Jurásico superior y Cretácico inferior en las proximidades de estas estructuras, que indican el control que éstas ejercieron durante el depósito de las mismas. Hacia el NE se vuelve a observar la existencia de otra falla direccional con orientación N-S y sentido de movimiento sinistrósum.

Cabe destacar la existencia en el frente del cabalgamiento principal, en el bloque inferior, de un tren de pliegues de dirección E-O que afectan a los depósitos paleógenos, disponiéndose en relevo. La formación de estos pliegues está ligada a la reactivación de la Falla de Soria (Fig. 3.11) con componente sinistral-inversa y buzamiento al NO, a favor de la cual el borde mesozoico de Cameros cabalga sobre los depósitos terciarios.

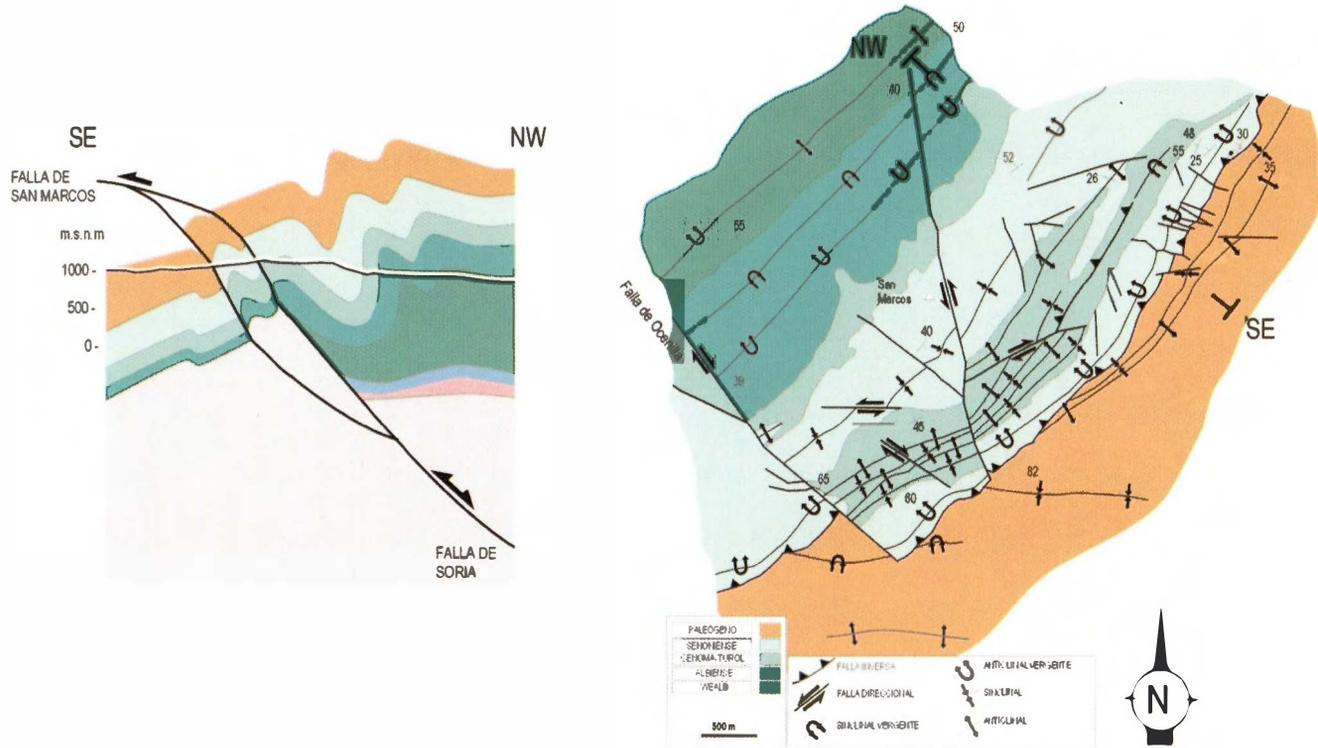


Figura 3.11. Esquema estructural y corte detallado de la Sierra de San Marcos. Ver su localización en la figura 3.3.

1.6. SECTORES DE LA CUENCA-LAS FRAGUAS Y CUEVAS DE SORIA-QUINTANA REDONDA

En el sector La Cuenca-Las Fraguas se observa un aumento de la deformación en los materiales mesozoicos del borde sur de las Sierras de Cameros a medida que nos aproximamos a la zona de contacto de ésta con la cuenca terciaria (Fig. 3.12).

Al norte de la localidad de La Cuenca, los materiales cretácicos presentan suaves buzamientos hacia el sur que varían entre 5° y 20°. Ya en esta localidad se observa la existencia de un anticlinal de vergencia sur y dirección E-O. Hacia el sur el buzamiento disminuye y los materiales se pliegan constituyendo un sinclinal simétrico con un buzamiento medio de sus flancos de 20° y cuyo núcleo se encuentra constituido por materiales paleógenos que se han adjudicado a la UTS A2.

Hacia el sur de esta estructura se observa un tren de pliegues de dirección ENE-OSO, cuyos flancos presentan buzamientos que oscilan entre 40° y verticales o invertidos. Algunos de estos pliegues, que se disponen en relevo, se cortan en su sector más oriental contra una falla de orientación NE-SO de carácter sinistrósum-inverso (Miegebielle *et al.*, 1993). Esta estructura ha sido denominada Falla de Soria (Clemente y Alonso, 1990). En el labio levantado de esta estructura cabe destacar el denominado Anticlinal de Las Fraguas sobre cuyo núcleo de edad Jurásico medio-superior se disponen discordantes los depósitos detríticos de la Formación Utrillas, habiendo desaparecido los materiales detríticos y carbonatados de las facies Weald que se observan en los sondeos de La Cuenca-1 (algo más de 500 metros) y Aldehuela-1 (aproximadamente 1500 metros). Esto conlleva que tal y como proponen Guimerà *et al.* (1995) la falla normal que delimitó la cuenca cretácica de Cameros (Meléndez y Vilas, 1980; Clemente y Alonso, 1990) se localiza más al norte de esta estructura. Del mismo modo que se ha comentado anteriormente, Guimerà *et al.* (1995) interpretan en profundidad una falla de atajo o *short-cut*. Esa es la causa de que los materiales situados más al sur del límite de cuenca cretácica presenten un mayor grado de deformación, con pliegues más apretados de vergencia sur, así como pequeñas escamas cabalgantes que pueden enraizarse en los niveles plásticos del Cretácico superior o bien en los depósitos arcillosos de la Formación Utrillas. Guimerà *et al.* (1995) en el corte que se muestra en la figura 3.13 han determinado un acortamiento total de 5,4 kilómetros. En el bloque sur de la Falla de Las Fraguas se observa también la existencia de pliegues en relevo con una orientación

E-O, que hacia el este se inflexionan tendiendo su traza axial a disponerse paralela al borde cabalgante de la Sierra de Cameros de dirección NE-SO. Los flancos de estos pliegues presentan por lo general también buzamientos elevados, disponiéndose en el contacto con los materiales terciarios invertidos.

En el contacto con los materiales cretácicos, al norte de Cuevas de Soria, los pliegues terciarios presentan vergencia sur y dirección E-O (Fig. 3.5E), disponiéndose igualmente en relevo a lo largo del contacto mecánico. Hacia el sur, hasta la localidad de Tardelcuende, los depósitos de la

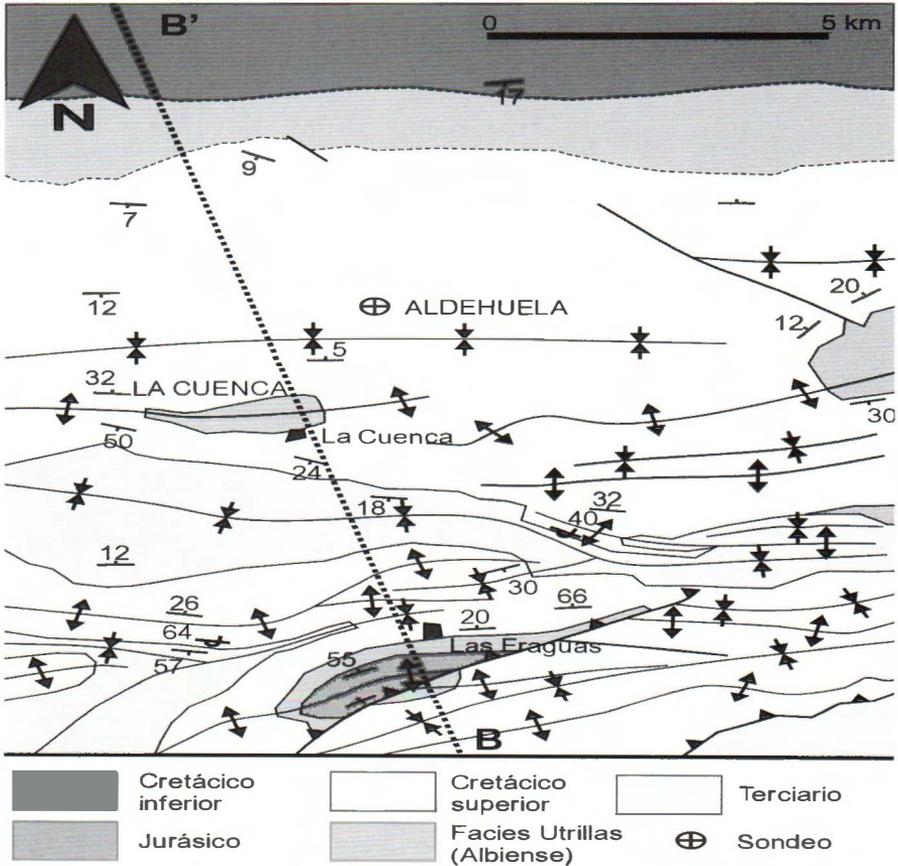


Figura 3.12. Mapa geológico de sector La Cuenca-Las Fraguas en el margen sur de la Sierra de Cameros (extraído de Guimerà et al. 1995). Se muestra la localización del corte geológico de la figura 3.13. Para determinar su situación ver figura 3.3.

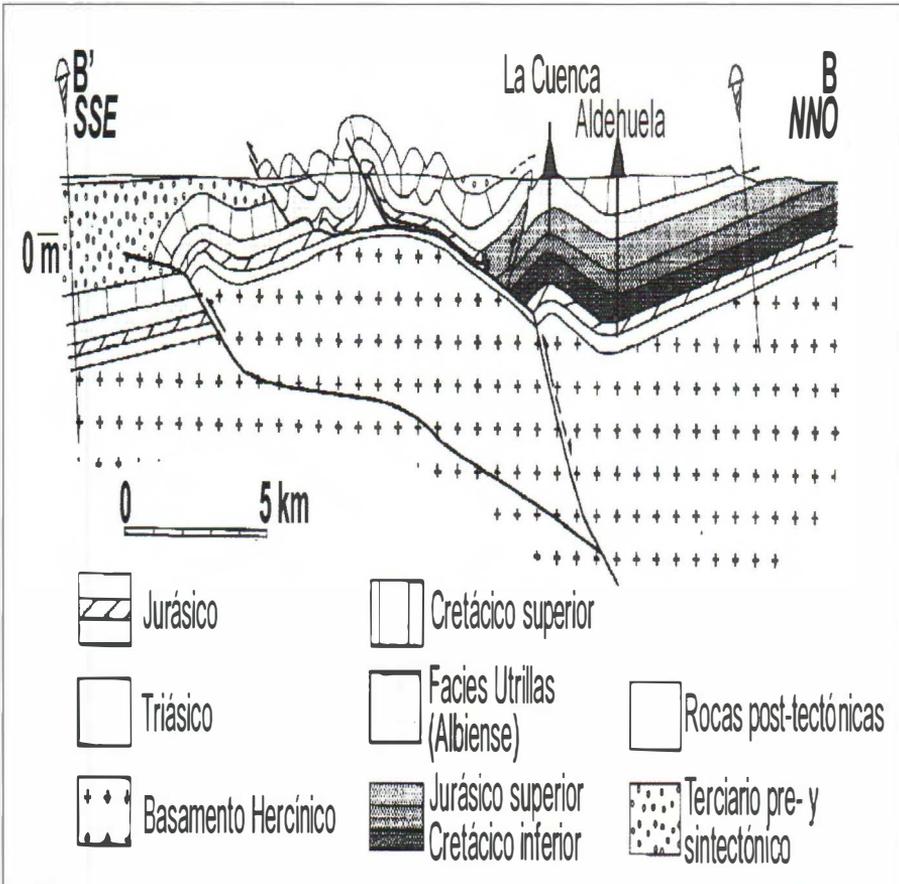


Figura 3.13. Corte geológico del sector La Cuenca-Las Fraguas (extraído de Guimerà et al. 1995). La situación se indica en Fig. 3.12.

unidad A2 siguen presentando una orientación media E-O, aunque la vergencia ha cambiado pasando a ser norte, con buzamientos medios en el flanco sur de 15° y en el flanco norte de 45° (Fig. 3.14). Tal y como se observa de la testificación del sondeo Quintana Redonda-1, los 650 metros de materiales del Cretácico que subyacen bajo los sedimentos terciarios se localizan directamente en contacto sobre rocas paleozoicas.

1.7. SAN LEONARDO DE YAGÜE-BURGO DE OSMA

El suroeste de la Cuenca de Cameros se caracteriza por una amplia zona donde las capas se encuentran plegadas con buzamientos muy sua-

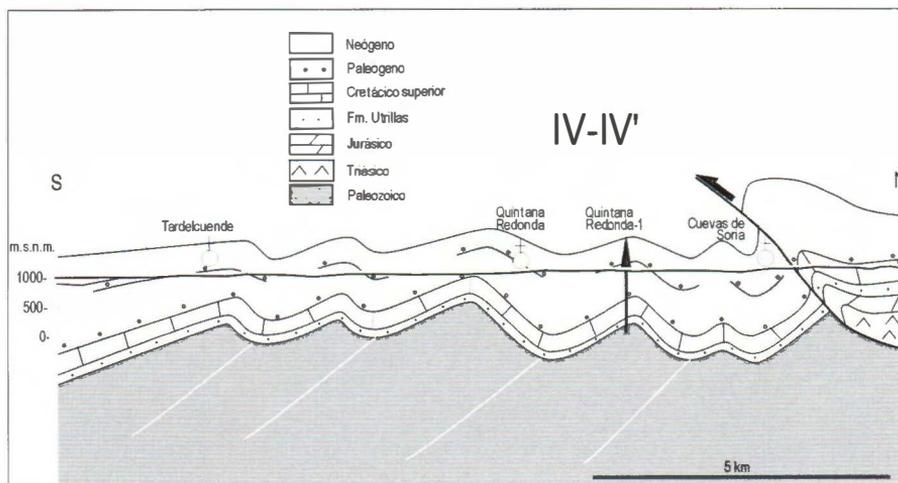


Figura 3.14. Corte geológico del sector Cuevas de Soria-Quintana Redonda. Ver localización en la figura 3.3.

ves, donde destaca una estructura sinclinal con buzamientos que varían entre 10° y 30° y cuya traza axial presenta una continuidad de varias decenas de kilómetros. Su dirección varía de E-O en el sector oriental a NO-SE en el sector occidental, paralela al borde de la Sierra de Cameros (Fig. 3.15).

Hacia el borde sur de la Cuenca de Cameros, se observan pliegues apretados y fallas de gran longitud, de dirección ONO-ESE que ocasionalmente se encuentran seccionadas por fallas transversas de dirección NE-SO. Estos pliegues son interpretados por Platt (1990) como un abanico imbricado de cabalgamientos ciegos vergentes al SSO. La evidencia de estos pliegues de propagación, tal y como los interpreta este autor, son los anticlinales de Calatañazor, Ucero y Fuencaliente de Burgo definidos en superficie por materiales de edad Cretácico superior (Fig. 3.15).

La estructura más relevante de esta área es la Falla de San Leonardo, de dirección ONO-ESE. El plano de cabalgamiento de la Falla de San Leonardo se presenta como una única falla rectilínea con buzamientos mayores de $60-70^{\circ}$, que hace aflorar y cabalgar los depósitos jurásicos sobre los sedimentos correspondientes a las facies Weald y del Cretácico superior (Fig. 3.5F). Morillo y Meléndez (1972), Clemente y Alonso (1990) y Clemente y Pérez-Arlucea (1993) consideran este accidente como el límite suroccidental de la Cuenca de Cameros, por lo que se relaciona directamente con la reactivación de una fractura de basamento que jugó como

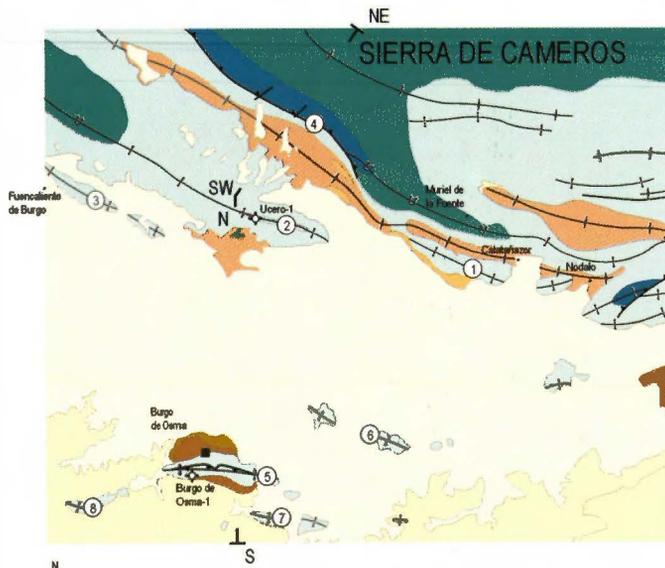
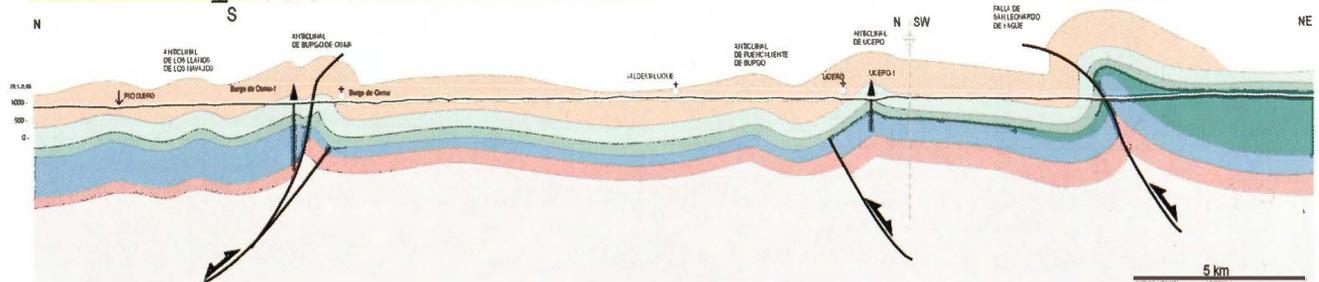
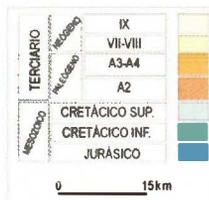


Figura 3.15. Estructura del sector del sector San Leonardo de Yagüe-Burgo de Osma (esquema cartográfico realizado a partir de Quintero et al., 1981; y Ruiz-Fernández, 1991). Topónimos utilizados en el texto: 1) Anticlinal de Calatañazor; 2) Anticlinal de Uvero; 3) Anticlinal de Fuencaiente de Burgo; 4) Falla de San Leonardo de Yagüe; 5) Anticlinal de Burgo de Osma; 6) Anticlinal de Valdenarros; 7) Anticlinal de los Llanos de los Navajos; 8) Anticlinal de Pedraja de San Esteban.

- ↘ FALLAINVERSA
- ↗ ANTICLINAL VERGENTE
- ⊕ ANTICLINAL
- ⊗ SINCLINAL



Adolfo Maestro González

falla normal con bloque hundido al norte durante la extensión cretácica y posteriormente como inversa con el bloque hundido al sur durante la compresión terciaria (Fig. 3.16). En este trabajo, basándonos en el elevado buzamiento que presenta el plano de falla, se interpreta que la estructura que se observa en superficie tiene continuidad en el basamento de acuerdo con un estilo de tectónica de “piel gruesa” (*thick-skinned*) (Fig. 3.15). Es importante destacar la existencia de fallas transversales de dirección NE-SO que cortan y desplazan la traza del cabalgamiento, y delimitan áreas con distinta geometría. Según Platt (1990), estas fallas serían anteriores a las estructuras compresivas. Este hecho se ve corroborado por el adelga-

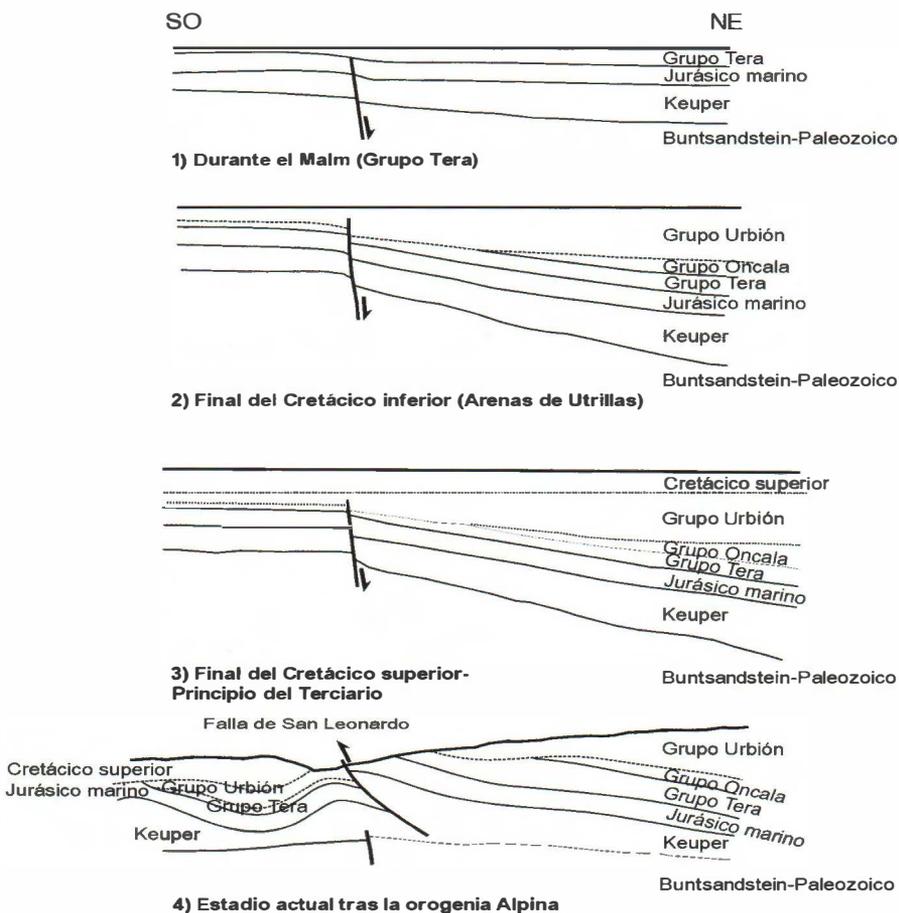


Figura 3.16. Actividad de la Falla de San Leonardo en el borde de la Cuenca de Cameros desde el Jurásico medio a su estado actual (extraído de Morillo y Meléndez, 1972).

zamiento que muestran las facies mesozoicas debido a la presencia de estas fallas (Fig. 3.17). Hacia el sector suroriental, la Falla de San Leonardo se amortigua pasando a formar un pliegue vergente al sur y de dirección ONO-ESE, cuyo núcleo está constituido por materiales de la Formación Utrillas en la proximidad de Muriel de la Fuente. La traza axial de este pliegue se inflexiona hacia el este hasta adquirir dirección E-O al norte de Nódalo.

Hacia el sur, tal y como se ha citado anteriormente, próximos al borde de la sierra se observa la existencia de una zona plegada donde las estructuras más relevantes son el Anticlinal de Calatañazor, el Anticlinal de Ucero y el Anticlinal de Fuencaliente de Burgo. El primero de ellos presenta una dirección E-O en las proximidades de la localidad que le da el nombre y pasa a adoptar una orientación ONO-ESE en su sector occidental. La traza axial se hunde hacia el ONO sumergiéndose bajo los depósitos paleógenos y neógenos de las unidades A3 y A4. Estos depósitos paleógenos se encuentran afectados por pequeños pliegues y fallas inversas de vergencia sur.

El Anticlinal de Ucero presenta orientación ESE-ONO en la proximidad de esta localidad. Su núcleo está constituido por materiales de la Formación Utrillas. Su flanco norte es muy suave ($\approx 15^\circ$), mientras que en su flanco sur se alcanzan buzamientos de hasta 50° en algunos puntos. También se ha observado el desarrollo de pliegues de menor escala que también presentan una clara vergencia sur. Esta estructura es fosilizada por materiales paleógenos y por depósitos neógenos subhorizontales. Hacia el NO la vergencia de la estructura se hace más patente, observándose en la cercanías de Santa María de las Hoyas cómo los niveles del Cretácico superior que conforman el flanco sur del anticlinal se encuentran subverticales e invertidos.

Al norte de la localidad de Fuencaliente de Burgo se observa una estructura anticlinal de dirección NO-SE y cuyo núcleo está constituido por materiales de Cretácico superior. Sus flancos presentan buzamientos suaves y se encuentran fosilizados por sedimentos detríticos subhorizontales del Neógeno.

Por último, cabe destacar el Anticlinal de Burgo de Osma. Presenta una clara estructura en anticlinorio con dirección E-O y vergencia hacia el norte. Su flanco norte se halla complicado por una serie de pliegues de escala decamétrica y hectométrica que presentan la misma vergencia, direcciones que varían entre N080E y N100E, e inmersiones de 10 a 12°

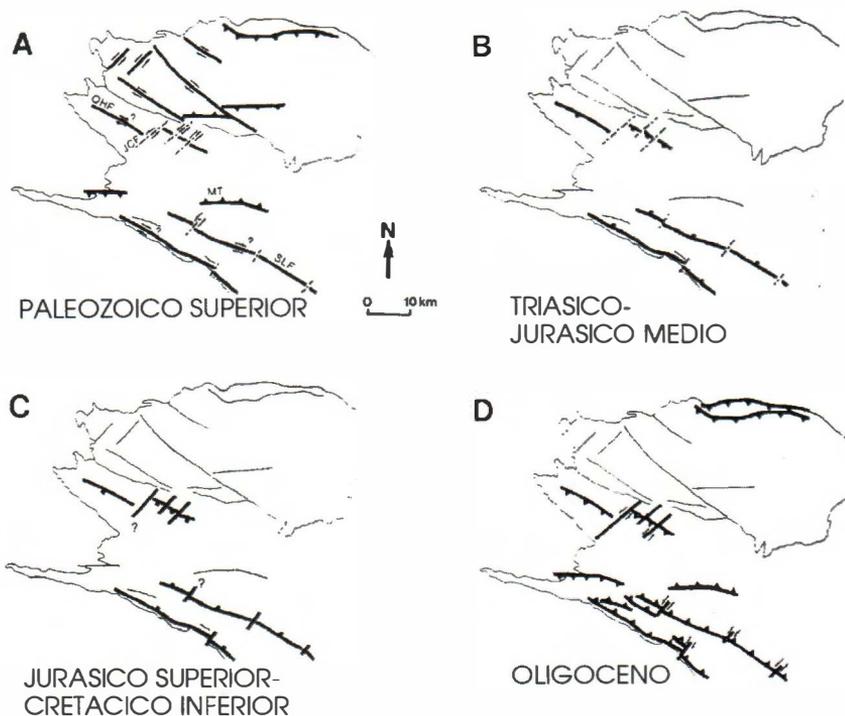


Figura 3.17. Esquema evolutivo del movimiento de las fallas del sector occidental de la Cuenca de Cameros desde el Paleozoico superior hasta el Oligoceno. Las líneas gruesa indican fallas activas, mientras que las discontinuas señalan las fallas cuya actividad ha sido posible. JCF: Falla de Jaramillo-Covarrubias; SLF: Falla de San Leonardo; QHF: Falla de Quintanilla-Hortiguëla; MT: Cabalgamiento de Moncalvillo (extraído de Platt, 1990).

(Fig. 3.5G). En este sector septentrional se observa cómo se encuentran afectados también por el plegamiento los materiales paleógenos de las unidades A2 a A4 que afloran a lo largo de este flanco. Las capas buzan unos 20° en las inmediaciones de Osma y van poniéndose horizontales al alejarse del antiforme, pero llegan a situarse con una inclinación de $70-80^\circ$ en varios puntos del contacto con el Cretácico, con el que aparecen plegados conjuntamente. Sobre ellos reposan discordantes las capas neógenas. El flanco sur del anticlinorio presenta una disposición más simple. Las capas cretácicas tienen una inclinación de $20^\circ-30^\circ$ que se mantiene mientras se sumergen bajo los depósitos neógenos subhorizontales. No obstante, existen algunas complicaciones de detalle, como pliegues decamétricos y pequeñas fallas inversas de vergencia sur, contraria a la vergencia general de la estructura. El núcleo de esta estructura antiformal se encuen-

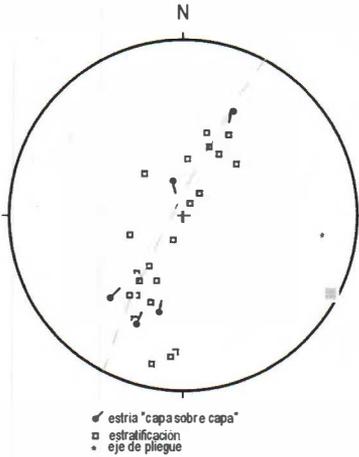


Figura 3.18. Representación estereográfica de las estructuras encontradas en el anticlinorio de Valdenarros (al este de Burgo de Osma). A partir de los datos de estratificación y estrias de deslizamiento "capa sobre capa" se ha calculado el eje medio del pliegue, que se dispone subhorizontal con una dirección N118E (cuadrado gris). Datos proporcionados por Simón (1989a).

tra roto por una falla inversa de pequeño salto que hemos asociado a la reactivación de una falla extensional con buzamiento hacia el sur que ha controlado la sedimentación desde el Jurásico. Esto explicaría el aumento de potencia de los depósitos jurásicos hacia el sur, ya que en el sondeo Burgo de Osma-1 ubicado en el flanco sur del anticlinorio se ha determinado que la potencia de las rocas jurásicas es de 1123 metros, mientras que en San Leonardo de Yagüe se ha medido una potencia aproximada de 400 metros (Morillo y Meléndez, 1972), que aumenta hacia el noreste hasta alcanzar una potencia de unos 800 metros (Valladares, 1976).

Se observa también la existencia de otros anticlinales constituidas por materiales del Cretácico superior y que son parcialmente fosilizadas por los depósitos neógenos. Caben destacar por la mayor

superficie de afloramiento los anticlinales de Valdenarros, el de Los Llanos de los Navajos y el de Pedraja de San Esteban. En general son pliegues flexurales de dirección ESE a E, que presentan bien buzamientos de sus flancos muy suaves (entre 10 y 20°), o una disposición más o menos monocinal con buzamientos generalizados hacia el norte con repliegues decamétricos (Fig. 3.18).

2. LA RAMA ARAGONESA

Al este de la Cuenca de Almazán se localiza el extremo noroccidental de la Rama Aragonesa. Está constituida por los dos grandes afloramientos de materiales paleozoicos, de orientación NO-SE, con dimensiones aproximadas de 150x10 kilómetros para el macizo nororiental y 100x10 kilómetros para el suroccidental, separados en la mayor parte de su trazado por los sedimentos neógenos de la Cuenca de Calatayud. La estructuración de este sector de la Cordillera Ibérica tuvo lugar durante el Paleógeno, con pliegues y cabalgamientos de orientación general NO-SE a E-O (Cortés y Casas, 1996). La serie estratigráfica en la zona de estudio

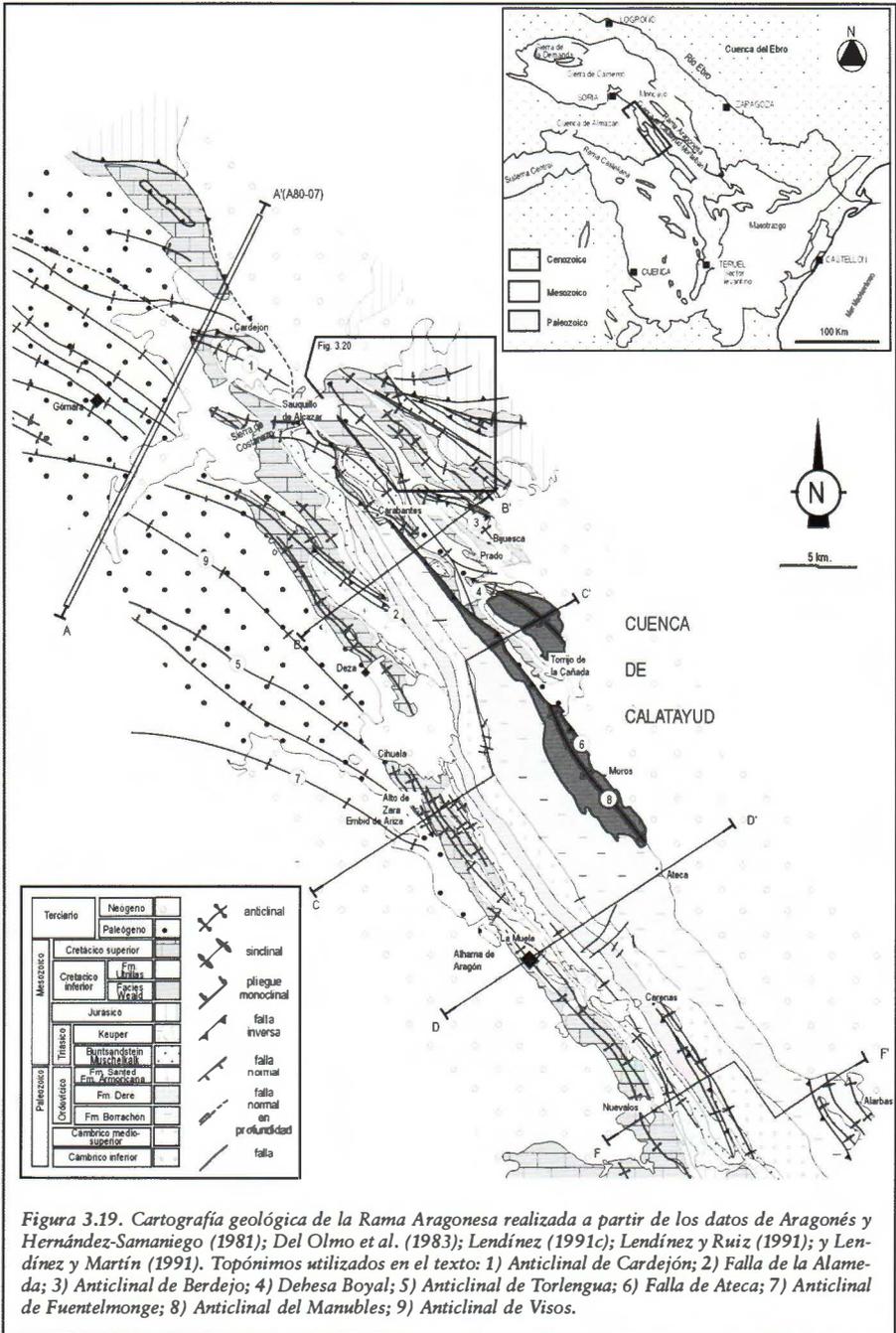


Figura 3.19. Cartografía geológica de la Rama Aragonesa realizada a partir de los datos de Aragonés y Hernández-Samaniego (1981); Del Olmo et al. (1983); Lendínez (1991c); Lendínez y Ruiz (1991); y Lendínez y Martín (1991). Topónimos utilizados en el texto: 1) Anticlinal de Cardejón; 2) Falla de la Alameda; 3) Anticlinal de Berdejo; 4) Dehesa Boyal; 5) Anticlinal de Torlengua; 6) Falla de Ateca; 7) Anticlinal de Fuentelmonge; 8) Anticlinal del Manubles; 9) Anticlinal de Visos.

está compuesta por (Lendínez, 1991c; Lendínez y Ruiz, 1991; Lendínez y Martín, 1991): 1) Cámbrico inferior-Ordovícico, fundamentalmente cuarcitas y pizarras, con una potencia total que supera los 7000 metros. 2) Mesozoico: Triásico en facies germánica, con potencia conjunta inferior a los 200 m; Jurásico marino y Cretácico inferior (facies Weald) que desaparecen hacia el SE; Formación Utrillas, con un espesor máximo de 200 metros y Cretácico superior carbonatado, con 200-400 metros de potencia. 3) Terciario: el Paleógeno (hasta 2500 metros de potencia) se encuentra plegado, mientras que el Neógeno (500 metros de espesor) aparece subhorizontal y discordante sobre los materiales más antiguos.

La estructura general del macizo suroccidental de la Rama Aragonesa es la de un antiformal de núcleo paleozoico cuyo flanco sur está definido por la serie mesozoica y los sedimentos paleógenos situados sobre ellos. En algunos puntos de su límite noreste puede verse el Paleógeno plegado por debajo de los depósitos neógenos de la Cuenca de Calatayud, y en otros un cabalgamiento de los materiales cámbricos directamente sobre el Neógeno (Cabalgamiento de Daroca, Colomer, 1987), que aparece discordante sobre el Paleozoico en la mayor parte del área. Las capas del Paleozoico aparecen buzando hacia el SO (y con polaridad normal) en toda la zona estudiada, excepto en las cercanías de Alhama de Aragón (Fig. 3.19), donde aparece un sinclinal de materiales ordovícicos, actualmente con vergencia SO. En conjunto la estructura presenta, al menos en la zona más septentrional, inmersión hacia el NO.

2.1. SECTOR BOROBIA-CIRIA-TORRELAPAJA

Este sector se encuentra en las proximidades de la zona de contacto con la Sierra de Cameros. Los materiales jurásicos, prácticamente ausentes en el resto de la Rama Aragonesa, presentan en esta zona la serie completa hasta el Kimmeridgiense. También existen depósitos del Cretácico inferior localizados en el núcleo de un sinclinal de traza próxima a E-O. Esta área está también surcada por fallas de dirección E, ESE y ENE, con una densidad mayor en la zona comprendida entre Ciria y el Anticlinal de Bigornia, donde se han observado espesores de entre 15 y 20 metros de brechas de falla asociadas a algunas de ellas (Simón y Casas, 1989). También existen fracturas menores de orientación NO a N. Las grandes diferencias de espesor, ya mencionadas anteriormente, de los materiales jurásicos y del Cretácico inferior de esta zona con respecto al resto de la Rama Aragonesa sugiere que algunas de estas fallas funcionaron como acciden-

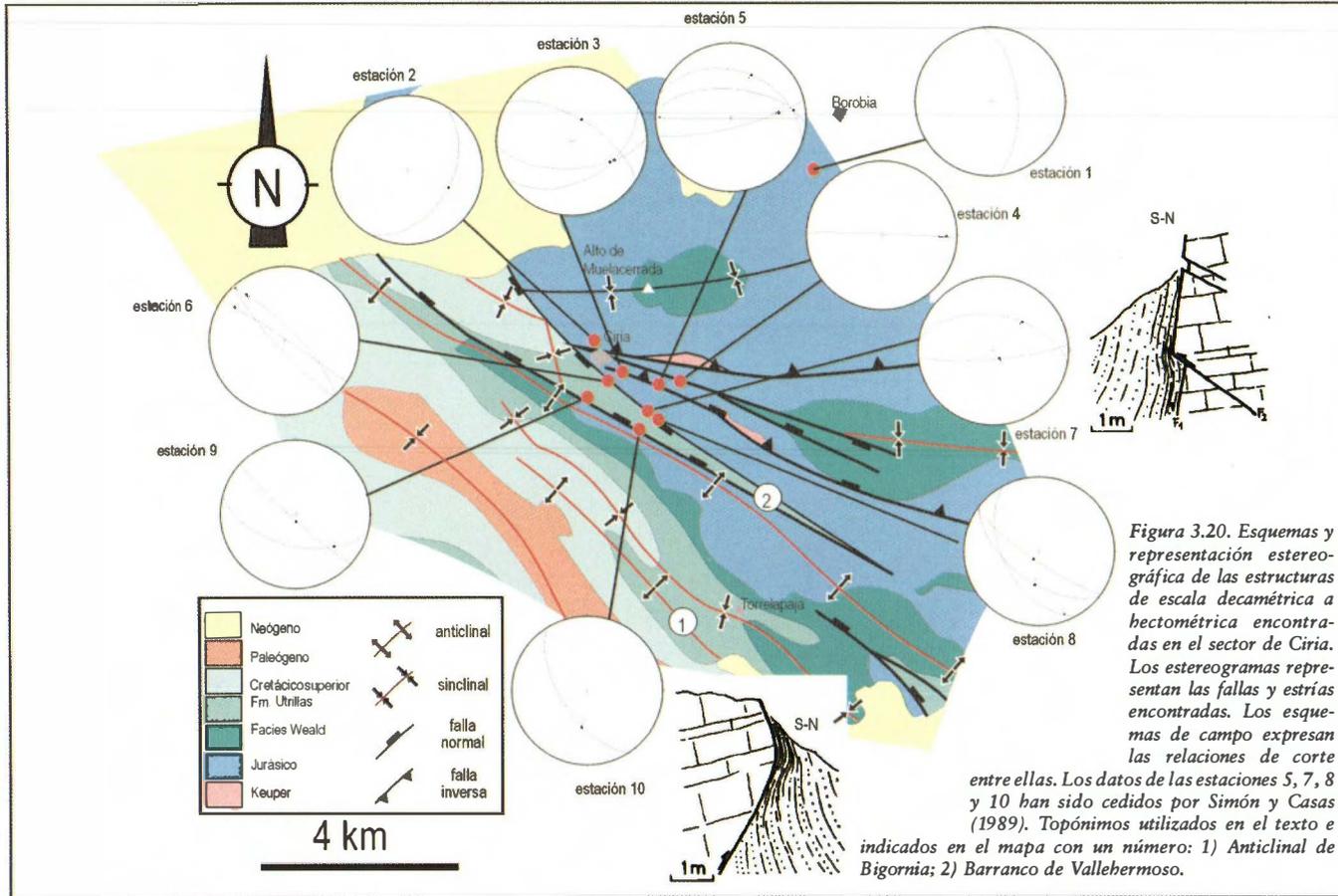
tes extensionales activos durante tales periodos (Fig. 3.5H), y que se tratan de estructuras heredadas que durante el Terciario jugaron con componente inversa direccional y con predominio de vergencia hacia el sur.

La cinemática de este sistema de fallas es compleja. En la figura 3.20 se recogen algunas observaciones realizadas al sur de Borobia y en las proximidades de Ciria. Un kilómetro al sur de Borobia se localiza una pequeña cantera en la que se observa la existencia de una falla normal de dirección NNO y pequeño salto (Fig. 3.21A), afectando a los materiales de la Formación Cortes de Tajuña (estación 1). Al este de Ciria se observa una serie de fallas de dirección media E-O que ponen en contacto las calizas de la Formación Chelva con las de la Formación Turmiel. Presentan en uno de los casos movimientos inversos (estaciones 3 y 5) y en el otros movimiento dextrorso (estaciones 4 y 5). En el Barranco de Vallehermoso, unos 3 kilómetros al sureste de Ciria, aflora una estrecha franja de materiales de la Formación Utrillas separada de las rocas jurásicas por dos importantes fallas a lo largo de las cuales se ha procedido a la toma de datos del sentido de movimiento de las mismas. Las estricciones observadas en los planos indican movimientos tanto normales como inversos y direccionales.

Los movimientos normales parecen ser los más tempranos, y quizás fueron los responsables del hundimiento durante el Cretácico; aparecen sobre planos de buzamientos altos que posteriormente son cortados claramente por fallas inversas de bajo ángulo (estación 7). En la estación 10, la geometría del plano de falla inversa con buzamiento SO sugiere igualmente que corte a un segmento de un plano anterior de buzamiento contrario. Sobre los planos más verticalizados también se observan movimientos direccionales generalmente dextrorsos (estaciones 6, 8 y 9), así como otros en los que no ha podido verse el sentido exacto (estación 9).

2.2. ANTICLINAL DE CARDEJÓN

Esta estructura de aproximadamente 4 kilómetros de amplitud se localiza en el sector más noroccidental de la Rama Aragonesa (Fig. 3.19). Presenta orientación N110E, y ligera inmersión al NO (Fig. 3.22A). Afecta a materiales del Cretácico superior y la Formación Utrillas, que se disponen sobre rocas en facies Muschelkalk y Buntsandstein y del Cámbrico inferior (Fig. 3.24). Su flanco sur presenta buzamientos que varían entre los 30° y 45°, mientras que su flanco norte se encuentra roto y cabalga el Cretácico sobre los depósitos terciarios de la UTS A1. El plano de falla presenta una orientación NO-SE y buzamiento próximo a los 40°S (Fig. 3.21B). En él se



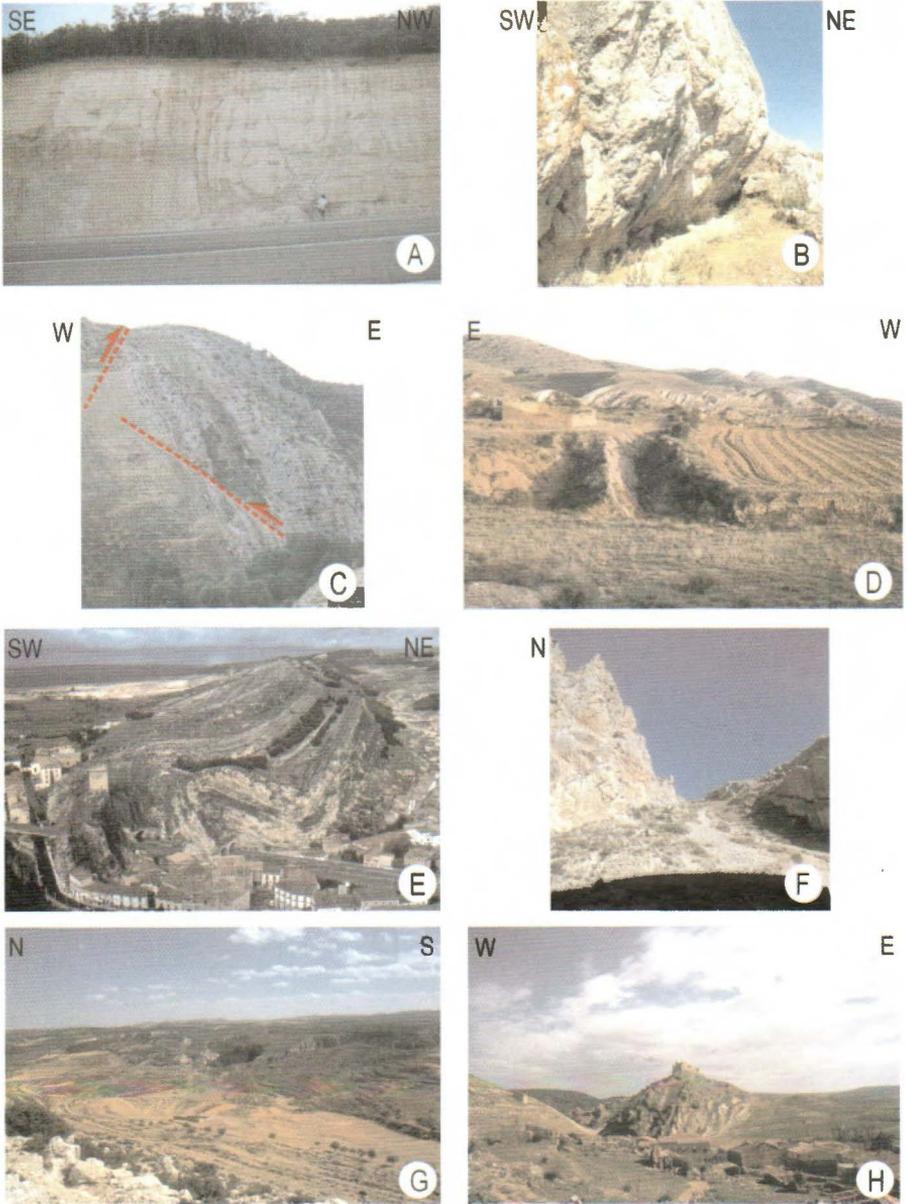


Figura 3.21. A) Falla normal de dirección NNW en materiales jurásicos al sur de la localidad de Borobia B) Detalle del plano de falla inverso-dextrorso al norte del Anticlinal de Cardeón, que pone en contacto las calizas del Cretácico superior sobre los depósitos detríticos de la UTS A1. C) Panorámica del Anticlinal de Berdejo, donde las calizas cretácicas presentan la charnela rota por una falla inversa de pequeño salto, y el flanco septentrional se encuentra verticalizado y afectado por un falla normal, anterior al pliegue, que fue basculada

han podido identificar estrías de deslizamiento de clara componente dextrorsa (Fig. 3.22B). Los depósitos paleógenos presentan la misma orientación que las capas cretácicas y fuertes buzamientos al norte (entre 50-60°). La superficie de afloramiento de estos materiales se restringe a una estrecha banda de unos 400 metros de potencia, ya que en las inmediaciones de Cardejón es fosilizada por los materiales neógenos subhorizontales, al igual que el resto de la estructura.

Este pliegue presenta su charnela seccionada por una falla normal de salto decamétrico, que podría relacionarse con las fallas que delimitarían el borde sur de la Cuenca de Cameros. Esta falla presenta buzamiento elevado y da lugar a que el flanco septentrional del anticlinal se hunda hacia el norte. Asociadas a este

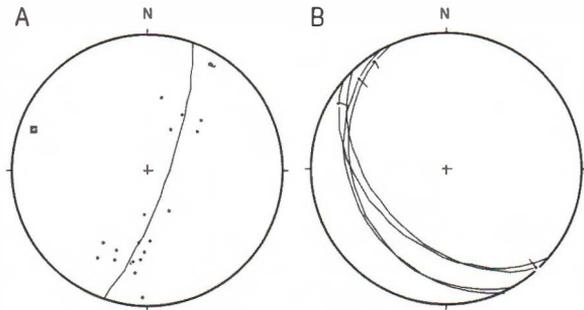


Figura 3.22. A) Orientación de la estratificación y eje del pliegue deducido (cuadrado gris). B) Representación de las estrías encontradas en el plano de cabalgamiento principal al norte del Anticlinal de Cardejón.

plano principal se ha localizado y medido numerosas fallas normales cuya dirección varía entre E-O a NO-SE (Fig. 3.24) y presentan un buzamiento medio de 50°S, siendo, por tanto, estructuras antitéticas a la falla principal. Estas estructuras extensionales tienen cierta representatividad en esta zona, ya que más al sur, en las proximidades de Sauquillo de Alcázar, se observa otra importante falla normal de dirección NO a NNO y buzamiento al oeste, que afecta también a los depósitos del Cretácico superior.

Hacia el norte vuelven a aflorar niveles del Cretácico superior, en las proximidades de Jaray, constituyendo otro anticlinal de dirección NO-SE, flancos con buzamientos suaves (el buzamiento medio del flanco norte es de 10°, mientras que el buzamiento del flanco sur varía entre 20° y 40°),

al generarse la flexión. D) Disposición de los materiales paleógenos en el contacto con el borde de la Rama Aragonesa, donde los depósitos basales se disponen paraconformes con los niveles del Cretácico superior. E) Panorámica del Anticlinal de Alhama (fotografía cedida por A. Pocovi). F) Pliegue isoclinal al sur de Jaraba, con flancos verticales que presenta caracteres de colapso en su charnela. G) Panorámica de la estructura anticlinal laxa al sur de la localidad de Jaraba que afecta a los depósitos del Cretácico superior. H) Panorámica del flanco este del Monoclinal de Riba de Santiuste.

aunque con cierta vergencia al sur, y charnela subhorizontal. Al SE el flanco sur se encuentra roto y cabalgado por los materiales del Jurásico medio-superior.

En el sur del Anticlinal de Cardejón puede seguirse el mismo tren de pliegues que ya han sido descritos en el sector septentrional de la cuenca, pero que en esta zona presentan una dirección NO-SE. En los materiales paleozoicos infrayacentes se observan reflectores en los perfiles de sísmica de reflexión (Fig. 3.23) que indican que la estructura de esta serie es prácticamente monoclinal, con buzamientos relativamente bajos, que se hacen subhorizontales por debajo del Paleógeno horizontal del centro de la cuenca (Fig. 3.23).

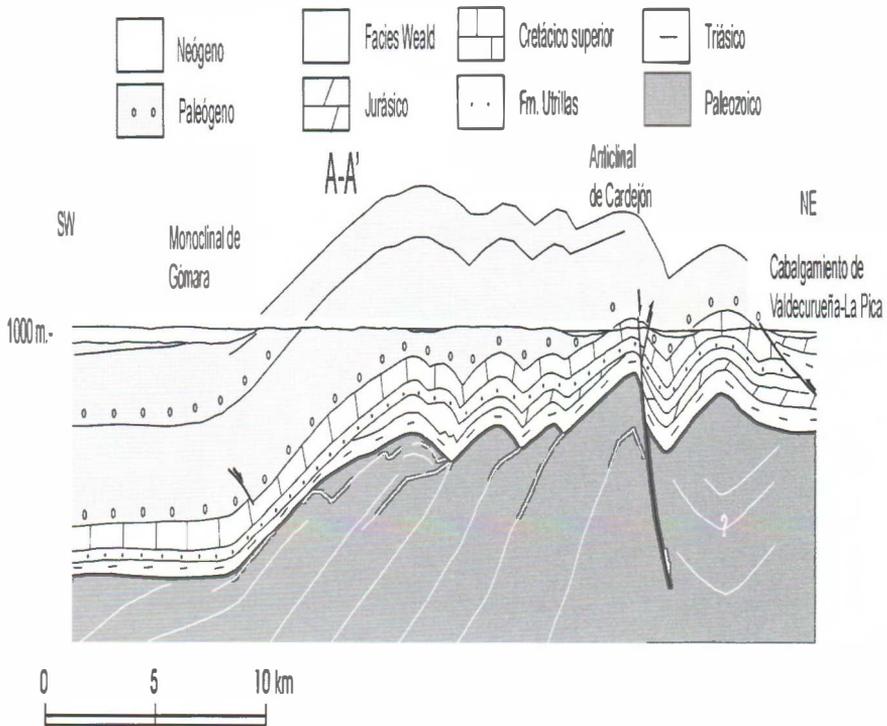


Figura 3.23. Corte geológico del Anticlinal de Cardejón. Ver localización en la figura 3.20.

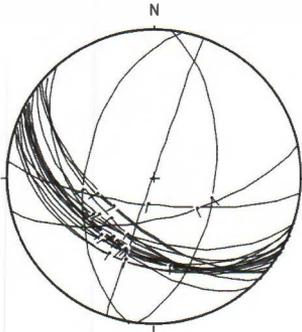


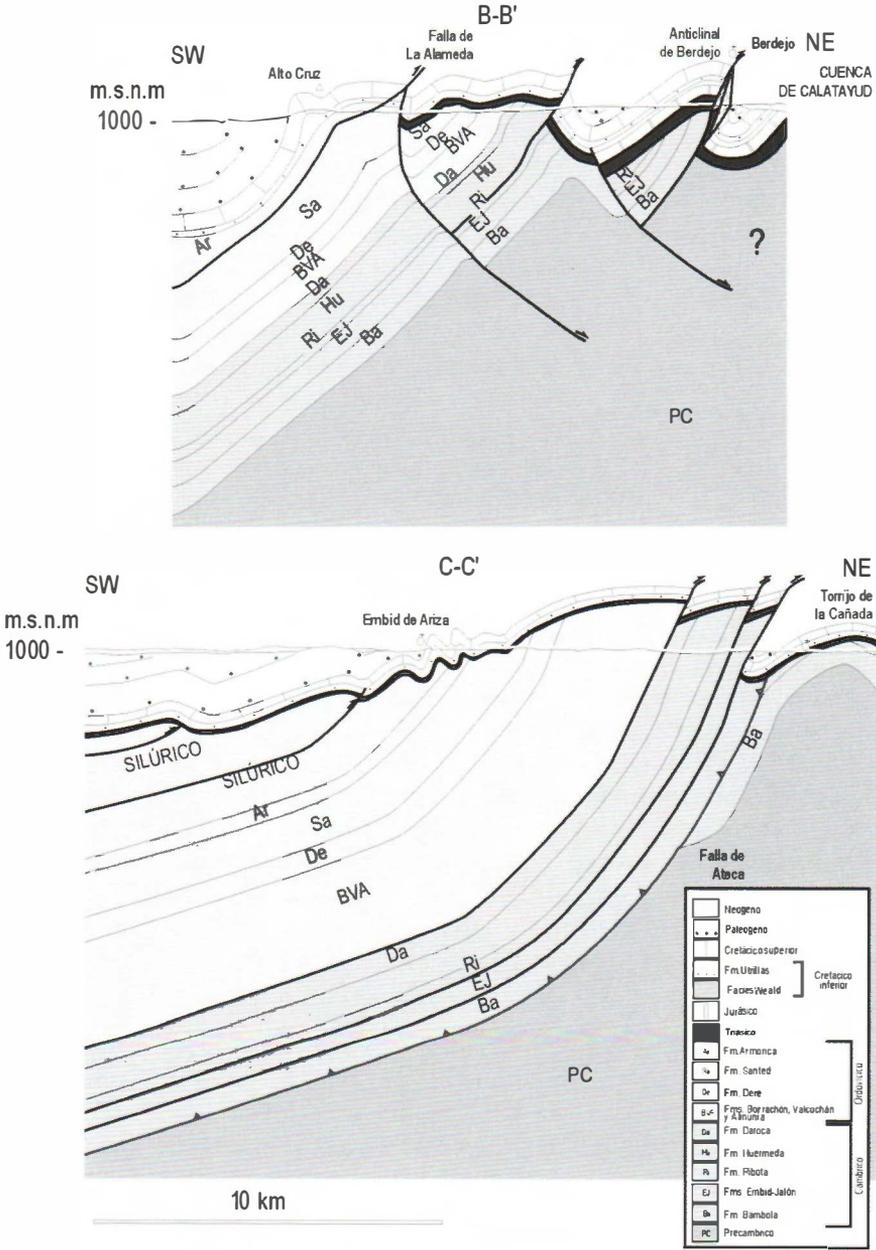
Figura 3.24. Representación de los planos de fallas normales asociados a un plano de falla normal principal que secciona la charnela del Anticlinel de Cardeñón.

2.3. SECTOR ALTO DE LA CRUZ-BERDEJO

Los materiales carbonatados del Cretácico superior y de la Formación Utrillas presentes en el borde de la Cuenca de Almazán constituyen un monoclinado cuyo flanco occidental se encuentra verticalizado, y el flanco levantado se dispone subhorizontal. Este flanco se inflexiona nuevamente dando lugar a un sinclinal con un buzamiento medio de su flanco este de 20-25°S (Fig. 3.25, corte A-A'). Estos depósitos se disponen en discordancia angular directamente sobre las pizarras de la Formación Santed (Ordovícico superior). Estos niveles constituyen una estructura monoclinada con repliegues menores y buzamientos que varían entre 50 y 70°S. Al norte se observa la

existencia de una falla de traza rectilínea en planta que afecta a los depósitos mesozoicos y repite la serie pizarrosa de la Formación Santed. Esta falla, denominada Falla de La Alameda (Navarro, 1991), presenta un plano muy verticalizado y superpone los materiales del Ordovícico sobre los mesozoicos. Los planos de estratificación situados en el contacto con la falla alcanzan buzamientos próximos a los 80°N y describen un sinclinal vergente al norte cuyo flanco septentrional buza una media de 25°S (Fig. 3.25, corte A-A'). En el bloque hundido de esta estructura, la serie Cretácica se dispone sobre materiales del Jurásico inferior (Formación Cortes de Tajuña) y sobre el Triásico. Esto hace suponer que este accidente fue una antigua estructura extensional asociada a la etapa de *rifting* triásico con el bloque hundido hacia el sur, que quizás haya sido ligeramente reactivada durante la compresión terciaria, pero que fue cortada por el desplazamiento de los niveles paleozoicos a favor de los planos de estratificación, ya que el plano de la falla que se observa en la cobertera es paralelo a estas superficies dentro del zócalo (Fig. 3.25, corte A-A').

Los depósitos triásicos del labio sur de la Falla de La Alameda se disponen en discordancia angular sobre los materiales paleozoicos del Ordovícico y Cámbrico. Estos materiales siguen presentando una estructuración monoclinada con orientación NO-SE y buzamientos hacia el sur, que varían desde 60° hasta verticales. En las proximidades de Carabantes los materiales pizarrosos de la Formación Huérmeda cabalgan sobre las calizas cretácicas y jurásicas y unidades triásicas. De un modo semejante al



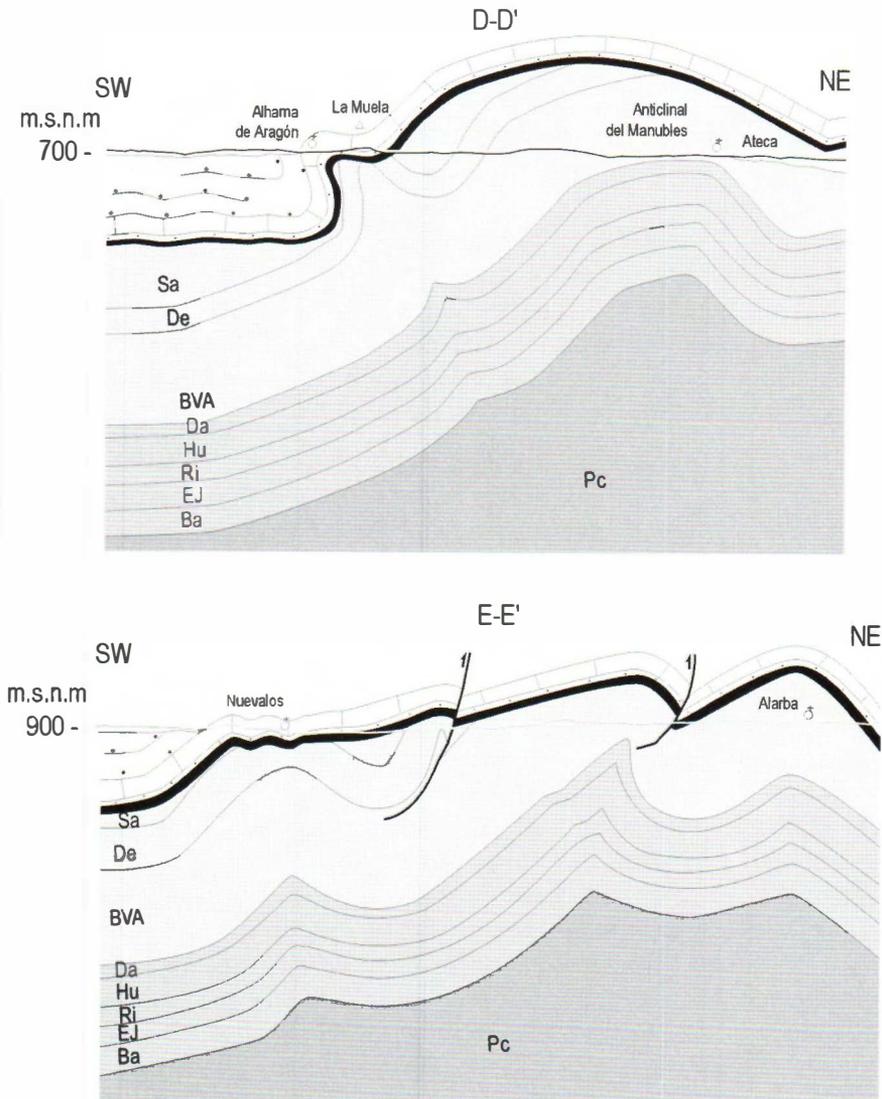


Figura 3.25. Cortés geológicas de los distintos sectores estudiados dentro de la Rama Aragonesa. La situación se indica en la Fig. 3.19: A) sector Alto de la Cruz-Berdejo; B) sector Embid de Ariza-Torrijo de la Cañada; C) sector Alhama de Aragón-Ateca; y D) sector Nuévalos-Alarba.

descrito anteriormente, el plano de fractura es paralelo a las capas paleozoicas y en el labio hundido se dibuja una estructura sinclinal de núcleo paleógeno (UTS A1). Esta estructura sinclinal, paralela a la estructuración general NO-SE, presenta su flanco sur con buzamientos superiores a 50°N , mientras que su flanco norte es más tendido ($\approx 35^{\circ}$). De nuevo cabe destacar el hecho de que mientras en el flanco sur no aparece la serie estratigráfica completa, en el flanco norte se observa la totalidad de la serie mesozoica, aflorando las calizas del Cretácico superior, la Formación Utrillas y facies Weald y las calizas del Jurásico y el Triásico. Esto se debe a la probable existencia de otra falla extensional triásica, que se localiza en el núcleo del sinclinal anteriormente descrito, con un salto superior a los 300 metros y que no se ha reactivado durante la compresión, probablemente por el elevado buzamiento del plano de falla.

Hacia el norte aparece un anticlinal vergente al NE con inmersión al NO (Fig. 3.26A), cuyo flanco septentrional se presenta vertical o invertido y fracturado (Fig. 3.21C), observándose dos pequeñas escamas cabalgantes en las que quedan involucrados materiales del Jurásico inferior y de la Formación Utrillas. Los planos de estas estructuras son muy verticales (próximo a los 80°S) y en uno de ellos se ha observado indicadores de movimiento que le asignan un desplazamiento inverso-dextrorso (Fig. 3.26B).

Los ejes de los pliegues descritos hasta ahora son de dirección ibérica (NO-SE), aunque existen otros con distinta orientación y de dimensiones más reducidas. Al sur de Bijuesca, complicando la terminación periclinal del Alto del Prado, se encuentran varios pliegues de escala hectométrica, isopacos y disarmónicos, con dirección E-O y que aparecen superpuestos al pliegue ibérico. Algo más al sur de Bijuesca, en la Dehesa Boyal, también aparece un repliegue anticlinal-sinclinal de la misma dirección que los anteriores (Simón, 1989a) (Fig. 3.27). Del mismo modo, en las proximidades de Sauquillo de Alcázar, en la Sierra del Constanazo, se observa una estructura sinclinal-anticlinal de orientación E-O que separa el extremo noreste del núcleo paleozoico respecto al antifforma principal.

En la zona de contacto entre la Rama Aragonesa y la Cuenca de Almazán la orientación de los materiales terciarios es NO-SE y el buzamiento de las capas va atenuándose hacia el O. La UTS A4 constituye el núcleo del Sinclinal de Visos de dirección NO-SE, cuyos flancos presentan buzamientos de 20° de media. El buzamiento de las capas va atenuándose hacia el oeste y hacia depósitos de edades más modernas. En el Neógeno se observa con frecuencia una disposición en *onlap* sobre el borde

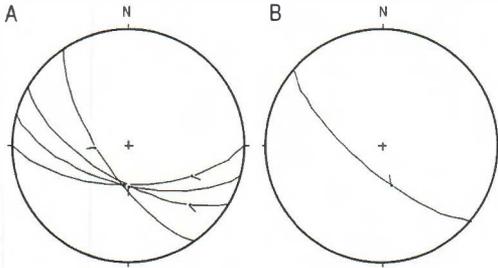


Figura 3.26. A) Estriás de deslizamiento “capa sobre capa” medidas en el flanco septentrional del Anticlinal de Bijuesca. Presentan sentido de movimiento “normal”. B) Representación estereogáfica de las estriás de deslizamiento medidas en uno de los planos de falla que se observa en el flanco norte de esta estructura.

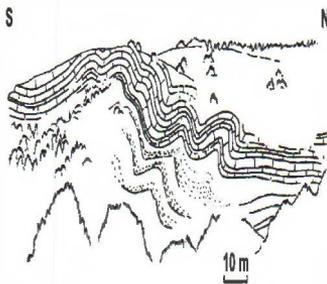


Figura 3.27. Esquema del conjunto de pliegues E-W superpuestos a los pliegues ibéricos existentes en el Alto del Prado (extraído de Simón y Casas, 1989).

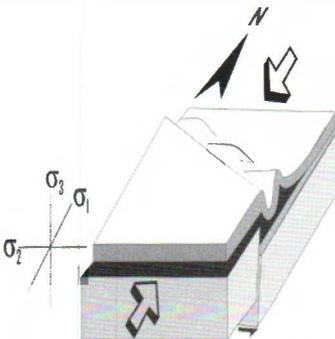


Figura 3.28. Modelo en el que bajo una misma dirección de acortamiento se pueden generar tanto estructuras paralelas a las grandes macroestructuras como estructuras oblicuas perpendicular a acortamiento regional (extraído de Casas-Sainz, 1985).

de la cuenca, llegando a reposar en discordancia angular (alrededor de 90°) sobre las capas paleógenas inferiores (Fig. 3.21D y 2.25). En los materiales terciarios, aparte de los pliegues de dirección “Ibérica” que ya han sido mencionados anteriormente, existen también pliegues de gran longitud (hasta 20 kilómetros) que presentan dirección N110E a N120E al sur de la localidad de Deza (ej. Anticlinal de Torlengua cuyo núcleo está constituido por depósitos asignados a las UTS A2 y A3 y el Anticlinal de Fuentelmonge que pliega suavemente los niveles detríticos correspondientes a la UTS A3, y hacia su extremo oriental los depósitos de la UTS A2, en las proximidades de Embid de Ariza), y cuya génesis podría ser semejante a la de los pliegues situados en las proximidades de Cuevas de Soria, en el sector septentrional. Se trataría de pliegues formados en una situación transpresiva ligada a la reactivación inverso-dextrorsa de una estructura de escala kilométrica, localizada en este sector de la Rama Aragonesa y a la que se le ha denominado Falla de Ateca (Fig. 3.25, corte C-C’), al igual que ocurre en otros puntos de la Cordillera Ibérica (Fig. 3.29).

2.4. SECTOR EMBID DE ARIZA-TORRIJO DE LA CAÑADA

Se trata de una serie de cuatro anticlinales isopacos de dirección NO-SE, con vergencia hacia el oeste los tres primeros y vergente al este el último (Fig. 3.25, corte C-C'). Por lo general presentan su flanco occidental verticalizado (varía entre 70 y 80°O) y el flanco oriental con buzamientos más bajos (30-40°E). En las proximidades del Alto de la Zara se observan pliegues menores paralelos a la estructura anticlinal afectando a las calizas del flanco oeste. Presentan una longitud de onda ligeramente superior a los 500 metros e involucran materiales del Cretácico superior, Formación Utrillas y los niveles basales del Triásico (Muschelkalk y Buntsandstein). Estos depósitos se disponen en discordancia angular sobre las pizarras y areniscas de la Formación Santed, que presentan buzamientos que oscilan entre los 70-90°S.

La disposición monoclinal de las capas paleozoicas se mantiene constante a lo largo de toda la sección estudiada. Ocasionalmente se observa la existencia de fallas inversas de gran ángulo, paralela a las capas de Paleozoico, que denotan un mecanismo de *flexural slip* como responsable del deslizamiento diferencial entre las unidades estratigráficas del basamento. Dos kilómetros al oeste de Torrijo de la Cañada los niveles pizarrosos de las formaciones Embid y Jalón cabalgan sobre las unidades paleógenas de la Cuenca de Calatayud (Fig. 3.25, corte C-C'). El plano de cabalgamiento presenta un buzamiento de 75°S, paralelo a las capas paleozoicas, y en él se ha podido observar una estría de deslizamiento que

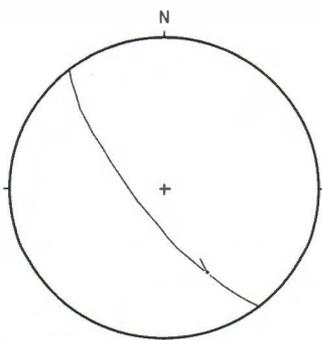


Figura 3.29. Representación estereográfica de la estría encontrada en el plano de cabalgamiento que pone en contacto las pizarras paleozoicas con las calizas del Cretácico superior al oeste de Torrijo de la Cañada.

indican una componente dextrorsa (Fig. 3.29). Los depósitos terciarios cabalgados describen una suave morfología sinclinal con buzamientos medios de 25°. Sin embargo, los depósitos mesozoicos situados más al norte y afectados por esta estructura, presentan buzamientos elevados al este ($\approx 80^\circ$) e incluso verticales, y dibujan también una estructura sinclinal cuyo flanco oriental presenta un buzamiento de aproximadamente 20°O. Los niveles basales del Triásico que se localizan a muro de la serie del mesozoico se apoyan en discordancia angular sobre los niveles cuarcíticos de la Formación Bámbola. La discordancia angular es muy suave (10° de media), y en algunos puntos es una paraconformidad.

Los niveles del Cámbrico inferior en las proximidades de Torrijo de la Cañada describen una estructura anticlinal de charnela plana y vergente al norte, con buzamientos en su flanco oriental que varían entre 30° y 80° N. Esta estructura es fosilizada en este sector por los depósitos neógenos de la Cuenca de Calatayud que se disponen en *onlap*.

Teniendo en cuenta el espesor medio de la serie de la Formación Bámbola en la zona analizada (600 metros, Martín Herrero *et al.*, 1989), en la interpretación propuesta para esta sección hemos considerado la existencia de un pequeño cabalgamiento hercínico que duplica esta serie, disponiéndose en rellano de bloque superior sobre rellano de bloque inferior (Fig. 3.25, corte C-C').

El terciario comprende términos paleógenos correspondientes a la UTS A2 a lo largo del límite de la Cuenca de Almazán con la Cordillera Ibérica. Estos depósitos se disponen paraconformes sobre el Cretácico superior, con el cual se hallan plegados conjuntamente. El contacto entre ambos está verticalizado o con buzamientos altos. Hacia el centro de cuenca, tal y como se observa en el corte C-C' (Fig. 3.25), se suceden una serie de pliegues vergentes al N, de los que solo aflora en superficie el más oriental (extremo este del Anticlinal de Fuentelmonge), que presenta una dirección ESE, oblicua a la estructuración general de la Rama Aragonesa. La deformación va atenuándose progresivamente hacia el centro de la cuenca y hacia depósitos de edades más modernas.

2.5. SECTOR ALHAMA DE ARAGÓN-ATECA

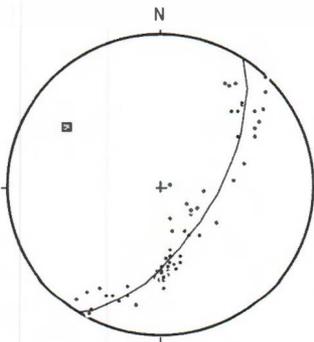


Figura 3.30. Representación estereográfica de la estratificación del Anticlinal de Alhama y eje del pliegue deducido (cuadrado gris).

Las calizas cretácicas de este sector se encuentran plegadas constituyendo un anticlinal tumbado hacia el oeste, con inmersión al NO (Fig. 3.30), que constituye el borde occidental de la Rama Aragonesa en su contacto con la Cuenca de Almazán (Fig. 3.21E). Se trata de un pliegue marcadamente asimétrico con un flanco occidental vertical y el oriental buzando 20° N, que enlaza con el sinclinal de la Muela, que presenta un buzamiento medio de sus flancos de 20° . Hacia el este los niveles del Buntsandstein y Muschelkalk se apoyan sobre el zócalo siguiendo una disposición monoclinal, con dirección constante

N145E y buzamiento próximo a los 50°O, que hacia el norte describe varios repliegues de la misma orientación NO-SE. Se trata, por tanto, del flanco occidental de una gran estructura antiforme de orientación ibérica, en la que el zócalo y la cobertera habrían sido plegados de forma solidaria.

Las pizarras y areniscas de la Formación Santed, en el contacto con los materiales mesozoicos, conforman un sinclinal vergente al O y de orientación N140E (Fig. 3.25, corte D-D'), cuyo flanco occidental muestra buzamientos próximos a los 50°E y el flanco oriental superiores a 70°O. Esta estructura sinforme se complica por la existencia de pequeños pliegues de escala decamétrica de vergencia oeste. En la sección D-D' de la figura 3.25 se ha interpretado que hacia el sur los materiales paleozoicos forman un anticlinal vergente al oeste cuya charnela coincide con el sinclinal que se observa en los materiales mesozoicos de la Muela, pasando gradualmente a disponerse paraconformes a los depósitos mesozoicos y terciarios en el centro de cuenca.

En dirección hacia Ateca, los materiales paleozoicos pierden buzamiento y constituyen una gran anticlinal del que sólo aflora parte de la charnela, que llega a disponerse subhorizontal (buzamientos próximos a los 10° al S) y que en algunas zonas en las proximidades de Moros llegan a presentar buzamientos hacia el este que varían entre 10 y 50°. El núcleo de esta estructura anticlinal de dirección NO-SE está constituido por las pizarras de la Formación Embid del Cámbrico inferior. Esta estructura ya había sido observada por otros autores, así Aragonés y Hernández-Samaniego (1981) la interpretan como un gran pliegue vergente al E y fallado en su borde oriental, y cabalgante en esa misma dirección, aflorando únicamente el núcleo en su borde oriental. Por otro lado, Capote y González Lodeiro (1983) citan el Anticlinal de Manubles, refiriéndose a esta estructura como el núcleo de toda la Cadena Ibérica Oriental. Las rocas paleozoicas son cubiertas en el sector más oriental del corte descrito por los depósitos neógenos de la Cuenca de Calatayud. Localmente se observan fallas de componente

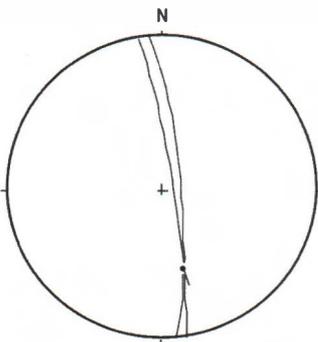


Figura 3.31. Representación de planos de falla en los materiales paleozoicos coincidentes con la estratificación al oeste de Ateca.

inverso-dextrorsa (Fig. 3.31) afectando a los materiales paleozoicos y cuyo plano de deslizamiento coincide con el de estratificación.

2.6. SECTOR DE NUÉVALOS-ALARBA

Los materiales mesozoicos del sector occidental del corte analizado se disponen constituyendo una serie de pliegues de dirección ibérica con buzamientos de sus flancos que varían entre 20° y 30° (Fig. 3.25, corte E-E'). La localidad de Nuévalos delimita el afloramiento de los materiales del Cretácico superior al oeste, de las dolomías y calizas del Jurásico inferior y Triásico al este. Estos últimos materiales se apoyan en discordancia angular sobre las pizarras y cuarcitas de la Formación Santed. El buzamiento del Buntsandstein en este punto es de 50°O, mientras que el de los materiales del Ordovícico varían entre 70-80°O.

Las pizarras paleozoicas forman una estructura anticlinal, cuyo flanco oriental se encuentra roto por una falla subvertical inversa de pequeño salto, que desaparece hacia el norte en las proximidades de la localidad de Carenas. Esta falla pinza materiales triásicos que se hundan hacia el oeste con un buzamiento medio de 30° y que se apoyan en discordancia sobre las pizarras de la Formación Borrachón, que buza en la misma dirección unos 50°. La serie paleozoica se dispone en una sucesión monoclinial que hacia el este se inflexiona conformando una estructura anticlinal en cuyo núcleo afloran las pizarras de la Formación Almunia, y su flanco oriental esta verticalizado y roto por otra falla vertical que es fosilizada al norte por los depósitos neógenos de la Cuenca de Calatayud. Este último pliegue sería la continuación hacia el sur del Anticlinal de Manubles. El bloque hundido de esta falla está constituido por un sinclinal de materiales triásicos vergente al este cuyo flanco occidental buza aproximadamente 70°E y el flanco oriental una media de 25°O. Estos se apoyan sobre las pizarras de la Formación Borrachón que describen una sucesión de pliegues sinclinal-anticlinal de orientación NO-SE. En la interpretación propuesta las fallas enraizan en los niveles pizarrosos de las formaciones Borrachón y Almunia que tienen un comportamiento más plástico durante el acortamiento y probablemente fueron capaces de absorber la deformación, impidiendo que la estructura se propague a niveles inferiores (Fig. 3.25, corte D-D').

3. RAMA CASTELLANA

El paleozoico aflorante en la Rama Castellana está constituido por una serie cámbrico-devónica con una potencia superior a los 7000 metros. La litología predominante son areniscas y lutitas (Adell Argiles *et al.*, 1982). Las principales estructuras hercínicas presentes en la Rama Castellana

son pliegues esquistosos con dirección N-S (González Lodeiro, 1993), que pasan a orientarse según una dirección NO-SE hacia el sur. Las capas del Pérmico, con espesores superiores a los 2000 metros en algunas secciones, yacen discordantes sobre las rocas paleozoicas. Los afloramientos del Triásico muestran un espesor total de 300 metros y están formados por arenas y conglomerados (facies Buntsandstein), calizas y dolomías en la parte central de la serie (Muschelkalk) y arcillas y yesos en la parte superior (facies Keuper). El Jurásico se compone de calizas fosilíferas, dolomías y margas de carácter marino, con un espesor de 350 metros (Goy *et al.*, 1976; Goy y Suárez Vega, 1983). Las arenas del Albiense y las calizas del Cretácico superior presentan un espesor total de más de 500 metros.

El borde septentrional de la Rama Castellana en el contacto con la Cuenca de Almazán se estructura presentando preferentemente una orientación E-O, a diferencia del sector de la Rama Aragonesa, donde domina la dirección NO-SE (Fig. 3.32). El Mesozoico presenta fallas normales E-O (Falla de Romanillos y Falla de Miño, De Vicente, 1988), heredadas de estadios extensionales (principalmente del Triásico inferior). La localización de éstas normalmente se refleja por cambios de espesor de las series sedimentarias. Las principales estructuras compresionales están relacionadas con el acortamiento terciario, y aparecen pliegues de gran escala (longitud de onda mayor de 10 kilómetros) con direcciones E-O a NE-SO y pliegues y fracturas de menor escala (longitud de onda aproximada de un kilómetro) con direcciones NE-SO y NO-SE (Falla de Somolinos, Adell-Argiles *et al.*, 1982), probablemente relacionados con la reactivación e inversión de fallas normales mesozoicas. En general los pliegues son laxos, aunque a veces los buzamientos que afectan a las unidades terciarias paleógenas son altos, tal y como ocurre en las proximidades de Jaraba.

Los afloramientos paleógenos son escasos, observándose pequeños retazos en el área de Jaraba, ya mencionado anteriormente, y apoyados junto a algún paleorreliieve de materiales cretácicos al norte de Quintanas Rubias. Los depósitos neógenos subhorizontales se disponen en *onlap* fosilizando los depósitos mesozoicos y paleógenos del borde de la cuenca.

3.1. SECTOR DEL RÍO MESA

El mesozoico plegado que aparece en este sector corresponde exclusivamente al Cretácico superior (Fig. 3.33). Las directrices de los pliegues son E-O (Figs. 3.32, y 3.33, corte 1-1'). El primero de ellos presenta

en ambos flancos un buzamiento medio de 60° , aunque su flanco norte tiende a verticalizarse en la zona donde se hunde bajo los depósitos terciarios, dando lugar a que el pliegue tenga cierta vergencia hacia el norte. El siguiente anticlinal es un isoclinal con sus flancos verticales, probablemente afectado por una falla subvertical, por un colapso de charnela o ambos (Fig. 3.21F). Su eje pasa por el Alto de la Pedriza y se aprecia una marcada disarmonía entre las dos formaciones calcáreas del Cretácico superior que aparecen separadas por un tramo margoso. A esta estructura le sucede otro anticlinal simétrico cuyos flancos buzanan aproximadamente 30° . Hacia el sur, los materiales cretácicos pasan a disponerse con suave buzamiento hacia el norte ($\approx 10^\circ$) describiendo una estructura anticlinal laxa con suaves flexiones (Fig. 3.21G) que se hunde hacia el sur debajo de los depósitos conglomeráticos y arcillosos del Mioceno medio-superior que se localizan rellenando y el surco de un sinclinal de dirección E-O que se extiende, desde Villeda de Mesa hasta Campillo de Aragón.

En el borde septentrional de este sector, en las proximidades de Jaraba, se observa una serie conglomerático-arenosa, paraconforme con los depósitos cretácicos, que describen un sinclinal cuyo flanco norte presenta un buzamiento de 50° S. Estos materiales han sido denominados por Arenas *et al.* (1987) como unidad U0 de edad Paleoceno-Ageniense. Los depósitos neógenos se apoyan en discordancia angular sobre las unidades paleógenas y mesozoicas.

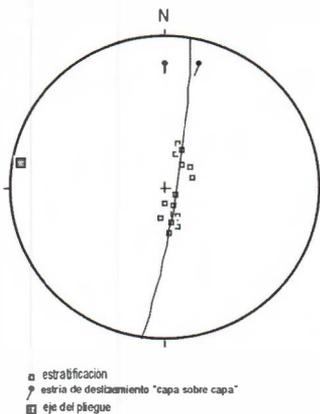


Figura 3.32. Estereograma mostrando elementos estructurales del anticlinal del Alto de la Pedriza y que permiten determinar su eje (datos proporcionados por Simón, 1989a).

3.2. BARRANCO DE LA HOZ

El contacto entre el Terciario detrítico de la Cuenca de Almazán y el Mesozoico plegado del borde se realiza por medio de una discordancia angular, y que se observa con nitidez a lo largo del valle del Jalón entre Lodares y Somaén. A grandes rasgos se trata de una superficie relativamente plana, que da un diseño cartográfico irregular acorde con la topografía, y tiende a fosilizar la estructuras E-O que afectan a los materiales mesozoicos.

La edad de los materiales mesozoicos aflorantes en esta zona está comprendida entre el Triásico y el Lías inferior. En el borde de la cuenca, las calizas jurásicas se dispo-

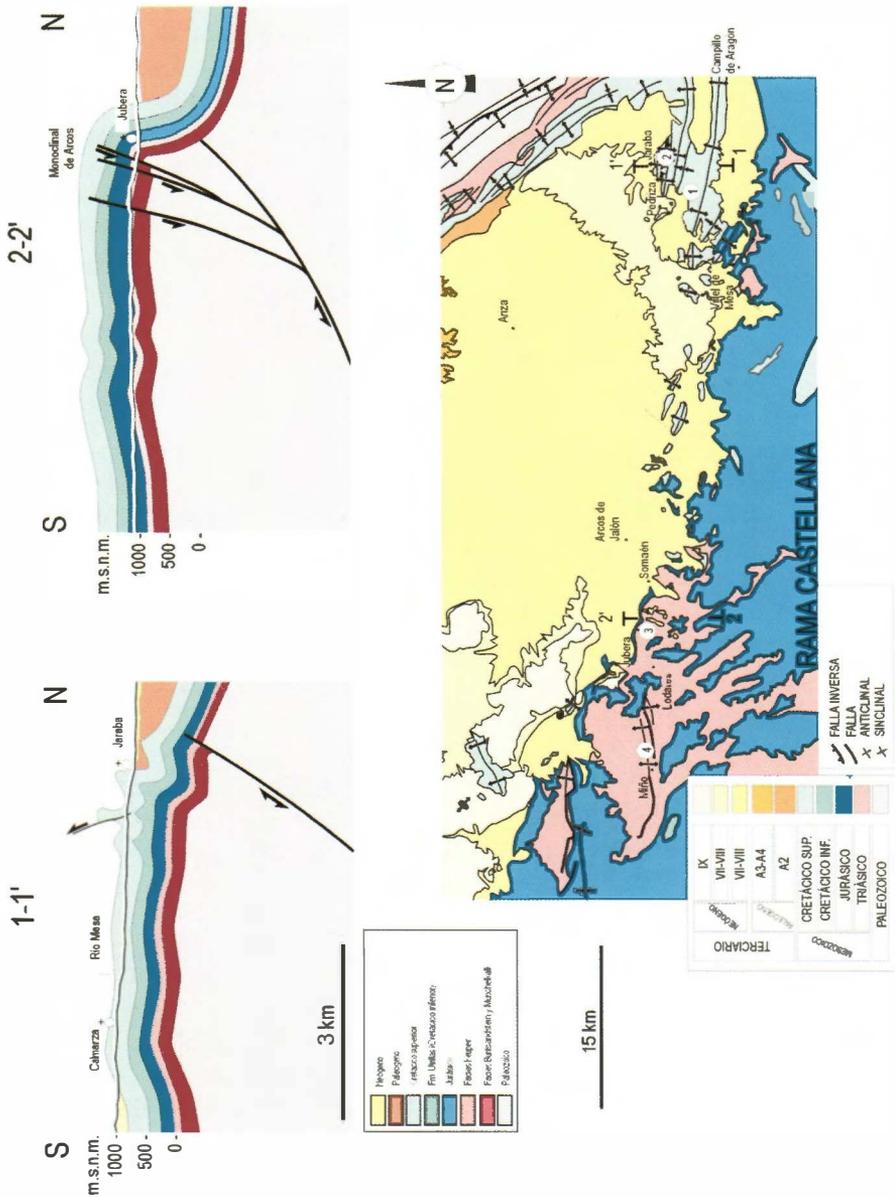


Figura 3.33. Estructura del margen oriental de la Rama Castellana en su zona de contacto con la Cuenca de Almazán. El esquema cartográfico se ha realizado a partir de los datos de Adell Argiles et al., 1981; Bascones y Martínez Álvarez, 1981; Lendínez, 1991d; y Lendínez y Martín, 1991. Topónimos utilizados en el texto: 1) Río Mesa; 2) Anticinal del Alto de la Pedriza; 3) Barranco de la Hoz; 4) Anticinal de Miño.

nen subverticales, hundiéndose bajo los depósitos conglomeráticos neógenos. Hacia el sur los buzamientos se suavizan rápidamente y las areniscas del Buntsandstein que afloran en las proximidades de Jubera presentan buzamientos que varían desde 25°N hasta subhorizontales (Fig. 3.33, corte 2-2'). A partir de este punto los materiales mesozoicos presentan una estructura subhorizontal.

Cabe destacar la existencia de fallas normales de dirección E-O a lo largo de la sección estudiada que compartimentan la estructura. Del mismo modo, también se han observado estructuras extensionales de dirección N-S al oeste de Jubera, que afectan a los depósitos triásicos.

3.3. SECTOR DE ROMANILLOS DE MEDINACELI

Los materiales que afloran en este área son mayoritariamente de edad Triásico-Jurásico inferior (Fig. 3.34). La estructura del borde de la Rama Castellana en contacto con la cuenca se caracteriza por presentar dirección E-O y suaves buzamientos ($\approx 30^\circ$) hacia el norte de los materiales jurásicos, que se hunden bajo los depósitos neógenos subhorizontales. Hacia el sur, en las proximidades de Romanillos de Medinaceli afloran los depósitos triásicos y jurásicos, perdiendo buzamiento hasta disponerse subhorizontales (Fig. 3.35, corte 3-3'). Junto al Alto de la Dehesa, las areniscas del Buntsandstein se cortan contra una falla de plano subvertical y componente inversa que superpone estos depósitos a las carniolas y dolomías de las Formaciones Imón y Cortes de Tajuña. En el bloque inferior, los materiales jurásicos se disponen constituyendo un sinclinal simétrico cuyos flancos presentan un buzamiento medio de 35°.

Hacia el sur los depósitos mesozoicos presentan suaves ondulaciones de dirección E-O, con envolvente horizontal. En las proximidades de Yelo vuelven a aflorar las rocas triásicas, con buzamientos hacia el norte entre 10° y 15°, que se cortan a unos dos kilómetros de esta localidad contra una falla con buzamiento elevado hacia el norte y componente inversa, dando lugar a que las arenas del Triásico inferior se sitúen sobre el Keuper. Esta falla se amortigua hacia el este y en su lugar se observa un anticlinal con el flanco norte subhorizontal y el flanco sur con buzamientos de 40-50° que rápidamente se horizontaliza. En el flanco meridional se han medido fallas normales de escala mesoscópica de dirección media N060E y con buzamientos entre 60° y subverticales, que presentan en afloramiento el bloque norte hundido (Fig. 3.36A), pero abatidos según la estratificación se disponen constituyendo dos familias normales conjugadas (Fig. 3.36B).

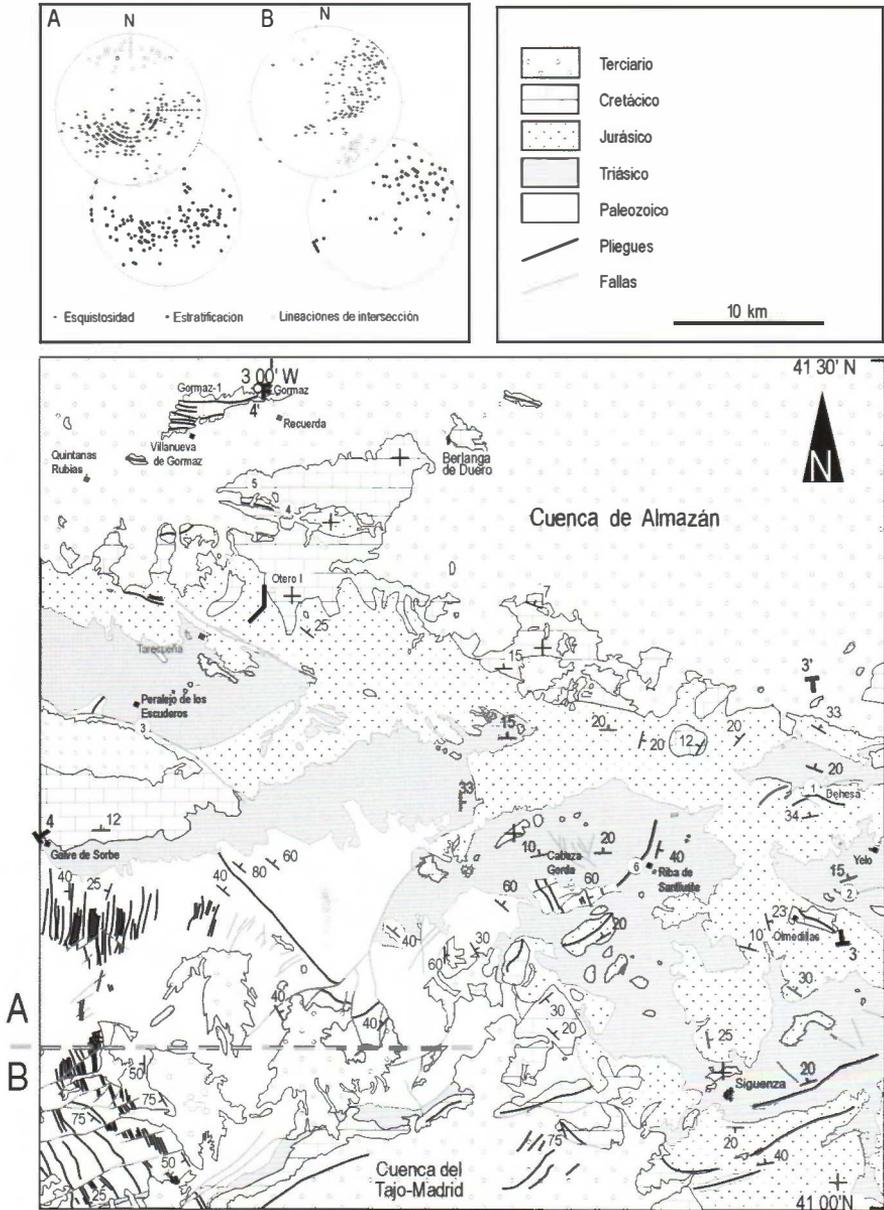


Figura 3.34. Mapa estructural del sector occidental de la Rama Castellana, donde se muestran las principales estructuras que afectan a los depósitos mesozoicos y paleozoicos. La cartografía se ha elaborado a partir de la información obtenida de Adell Argiles, et al. (1982), Bascones et al. (1982) y Lendínez y Muñoz (1991). Topónimos utilizados en el texto: 1) Falla de Romanillos; 2) Falla de Miño; 3) Falla de Somolinos; 4) Anticlinal de Galapagares; 5) Arroyo de Fuente Arenaza; 6) Monoclinal de Riba de Santiuste.

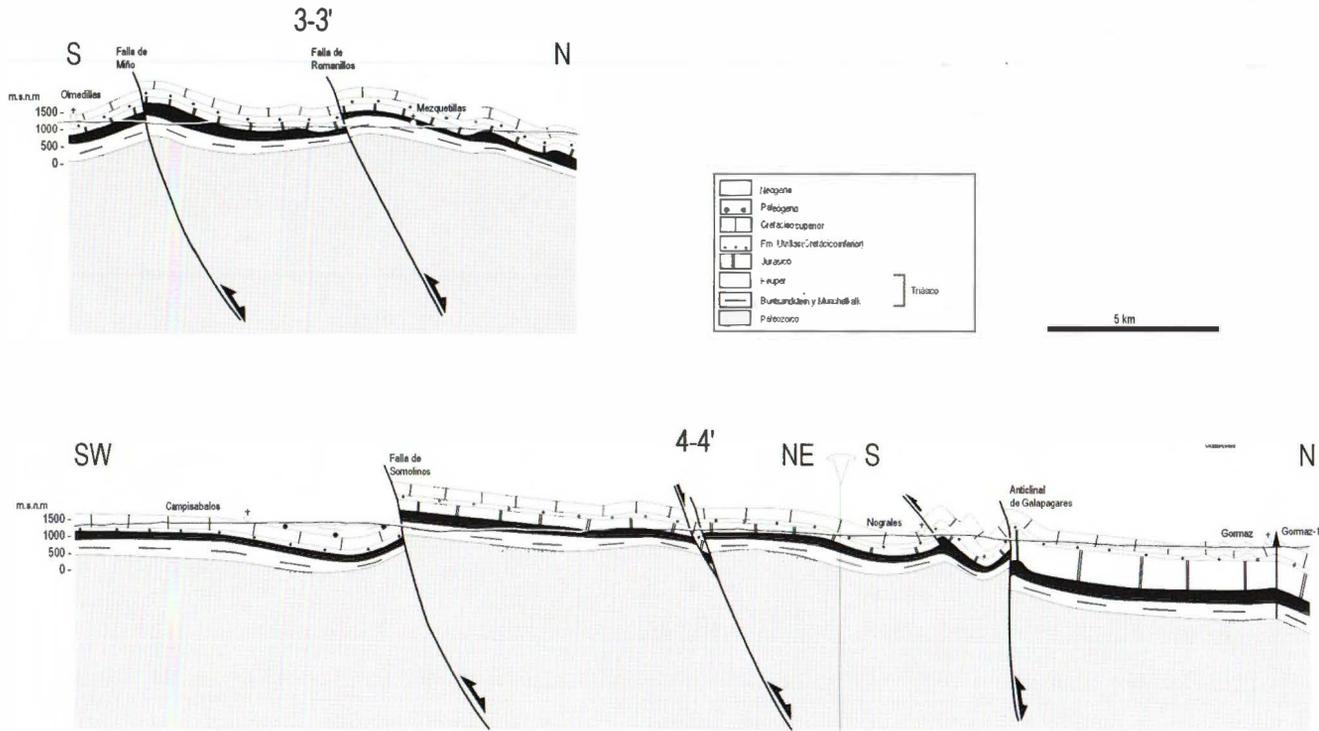


Figura 3.35. Cortés geológicos realizados en el margen noroccidental de la Rama Castellana: 3-3') Sector Romanillos de Medinaceli; 4-4') Sector de Gormaz-Galve de Sorbe. Ver localización en figura 3.34.

En este sector cabe destacar la existencia de un pliegue monoclin de dirección N a NNE que se localiza en las proximidades de la población de Riba de Santiuste. Este pliegue está constituido por materiales del Triásico inferior-medio (Fig. 3.21H). Su flanco este presenta buzamientos que varían entre 45° y 60° E, que pasa a disponerse horizontal en las inmediaciones de la población. Hacia el oeste pierde también buzamiento pasando la estratificación a presentarse subhorizontal. En el entorno del Alto de Cabeza Gorda aflora una serie monoclin Silúrico-Devónica. Presentan orientación NNO a N con buzamientos al este entre 60° y 70° . La génesis de esta flexión monoclin está muy probablemente ligada a la reactivación de los materiales paleozoicos por *flexural-slip* a favor de los planos de estratificación, por el reapretamiento de la estructura paleozoica durante la compresión alpina, de modo semejante a lo que ocurre en el borde de la Rama Aragonesa.

3.4. SECTOR DE GORMAZ-GALVE DE SORBE

A grandes rasgos, la estructuración que presenta el mesozoico en este sector es el de una serie inclinada hacia el norte, donde los términos triásicos aparecen al sur, los materiales jurásicos en una franja intermedia y los depósitos cretácicos en la parte más septentrional, sumergiéndose bajo la discordancia de la base del Neógeno (Fig. 3.36, ver corte 4-4').

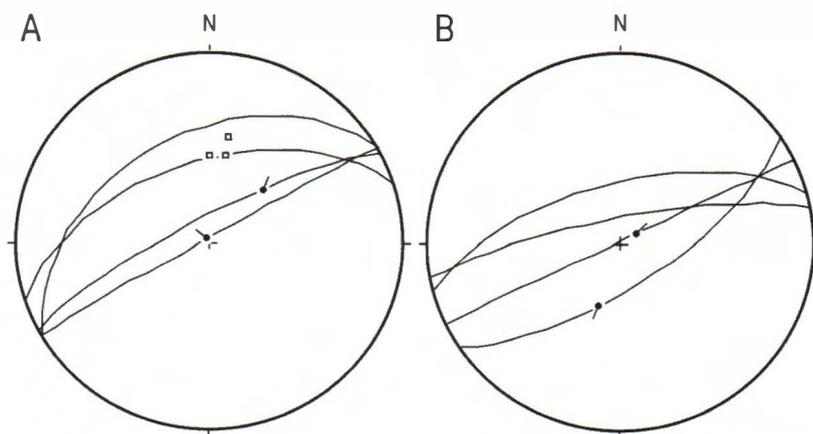


Figura 3.36. Representación de los planos de fallas normales presentes en el flanco sur del Anticlin de Miño: A) Datos de las fallas medidas en el afloramiento y de la estratificación (representada por cuadrados blancos); B) Datos abatidos según la estratificación.

El margen septentrional se caracteriza por la existencia de relieves calcáreos del Cretácico superior. Desde Gormaz, por el este, hasta el NO de Villanueva de Gormaz, por el oeste, se extiende un anticlinorio de dirección E-O (Fig. 3.34). En su parte occidental es más amplio y laxo, con buzamientos de flancos de sólo unos 10°-15° (Fig. 3.35, corte 4-4'). En la parte oriental los buzamientos de sus flancos alcanzan los 30° y presenta una charnela anticlinal horizontal cubierta por depósitos neógenos.

Al sur de Recuerda vuelven a aflorar las calizas cretácicas constituyendo un anticlinal que presenta un amplio flanco septentrional donde la estratificación se presenta subhorizontal o con buzamientos próximos a 10° N, aumentando hacia el sur hasta disponerse por encima de los 40°N, y termina bruscamente contra una falla vertical que pone en contacto los materiales del Jurásico, que constituyen el núcleo, sobre las calizas cretácicas (Fig. 3.34, Anticlinal de Galapagares). Éstas presentan al sur de la falla un buzamiento de 60°S. Esta estructura debió de ser un importante accidente extensional que controló el depósito de los materiales jurásicos. Al norte, en el sondeo Gormaz-1, se ha atravesado una potencia de serie jurásica próxima a los 800 metros, mientras que los perfiles levantados en campo, al sur de la estructura, presentan un espesor máximo de los materiales del Jurásico de aproximadamente 200 metros (Comas *et al.*, 1982; Valladares, 1991).

Un kilómetro al sur vuelven a aflorar los materiales mesozoicos dibujando dos anticlinales vergentes al norte, cuyos flancos meridionales buzan entre 40° y 60°, y los septentrionales presentan buzamientos superiores a 70°. El flanco sur del anticlinal más meridional se corta contra una falla inversa que sitúa nuevamente los materiales calcáreos jurásicos sobre los del Cretácico superior (Fig. 3.35, corte 4-4'). A partir de este punto, los depósitos cretácicos y jurásicos se presentan con buzamientos suaves hacia el sur, de aproximadamente 25°, o subhorizontales.

Al noreste de Tarancueña se observa un pequeño afloramiento de calizas de Cretácico superior pinzado entre dos fallas de dirección NO-SE y buzamiento NE, que superponen los depósitos jurásicos sobre los cretácicos en el contacto septentrional, y levanta el bloque meridional en el contacto mecánico que lo limita al sur. Este bloque presenta una disposición general de la serie mesozoica con un ligero buzamiento al norte, con pequeñas flexiones, hasta interrumpirse, al sur de Peralejo de los Escuderos, contra una falla de orientación NO de componente inverso-dextrorsa que se inflexiona al norte hasta adquirir una orientación ONO. Esta estruc-

tura ha sido denominada Falla de Somolinos (Fig. 3.34) (Adell-Argiles *et al.*, 1982) y pone en contacto el Buntsandstein sobre las calizas del Cretácico superior. El bloque meridional de esta falla se caracteriza por la existencia de un sinclinal vergente al sur, cuyo flanco norte presenta un buzamiento que varía entre 40° a 50° S, y el flanco sur presenta un buzamiento suave de unos 10° N o menos (Fig. 3.35, corte 4-4'). El núcleo de este sinclinal esta constituido por calizas y margas datadas como eocenas (Adell-Argiles *et al.*, 1982) que se disponen en paraconformidad sobre los depósitos cretácicos. Estos materiales a su vez están fosilizados por depósitos conglomeráticos neógenos subhorizontales. Al sur de la estructura sinclinal, la serie cretácica se apoya directamente sobre las arcillas del Keuper.

ESTRUCTURA PROFUNDA DE LA CUENCA. CINEMÁTICA Y MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

4

1. ESTRUCTURA PROFUNDA DE LA CUENCA DE ALMAZÁN

La geometría de conjunto de la Cuenca de Almazán puede ser deducida del mapa de isohipsas de la base del Terciario construidos a partir de los datos de sísmica de reflexión y sondeos petrolíferos (Fig. 4.1). Las profundidades de la base del terciario han sido calculadas a partir del punto medio de cada intervalo analizado (*Common Depth Point*, CDP) de cada perfil sísmico, y trazando las isolíneas de acuerdo con la dirección dominante de las capas en superficie (Fig. 4.2A). Apoyándonos en las observaciones de superficie, se ha realizado una cartografía de las estructuras existentes (Fig. 4.2B). Se han considerado dos sectores: un sector este (al este del meridiano de Soria-Almazán) donde la dirección dominante es NO-SE y un sector oeste (al oeste del meridiano de Soria-Almazán) con E-O de dirección dominante (Fig. 4.2B).

Se han realizado además seis cortes mostrando las principales estructuras y sus relaciones con las unidades sedimentarias del Terciario (Fig. 4.3). Los cortes 1 al 4 coinciden con los perfiles sísmicos a lo largo de gran parte de su longitud. Los cortes 5 y 6 están contrastados en profundidad por sus intersecciones con algunos perfiles sísmicos. El valor del acortamiento del Terciario (obtenido a partir del techo del Cretácico superior) varía entre 1 kilómetro en el corte 1-1' (Fig. 4.4) y 6-7 kilómetros en el corte 3-3' (Fig. 4.4) y 4-4' y 5-5' (Fig. 4.5), con valores intermedios de 4 kilómetros en el corte 3-3' y 6-6' (Figs. 4.4 y 4.5). El valor del acortamiento es relativamente homogéneo, entre 7% y 8% en la mayoría de los cortes.

La estructura de la cuenca está caracterizada por pliegues, con direcciones NO-SE a E-O, asociados en algunos casos con cabalgamientos de vergencia norte (Fig. 4.2). Pueden ser distinguidas cuatro áreas con diferentes estructuras dentro de la cuenca:

- 1) En el centro de la cuenca, al este de Almazán, la principal estructura es un sinclinal de charnela plana de dirección E-O bordeado por los monoclinales de Gómara y Almazán (Fig. 4.2). Su anchura es de unos 8 kilómetros (semilongitud de onda), y presenta una continuidad de aproximadamente 25 kilómetros en dirección (Fig. 4.2). El espesor de los depósitos paleógenos conservados en el núcleo del sinclinal es de unos 3.000

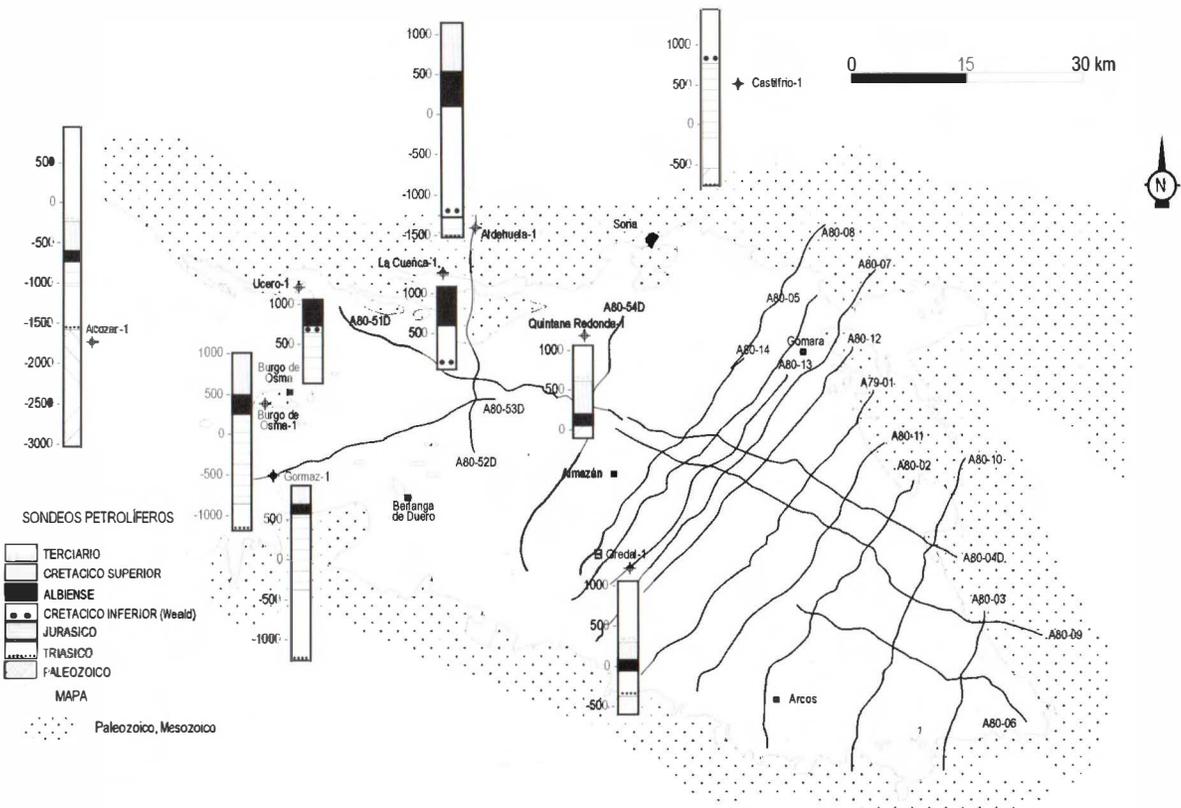


Figura 4.1. Localización de los perfiles sísmicos realizados por Shell-España y de los sondeos petrolíferos.

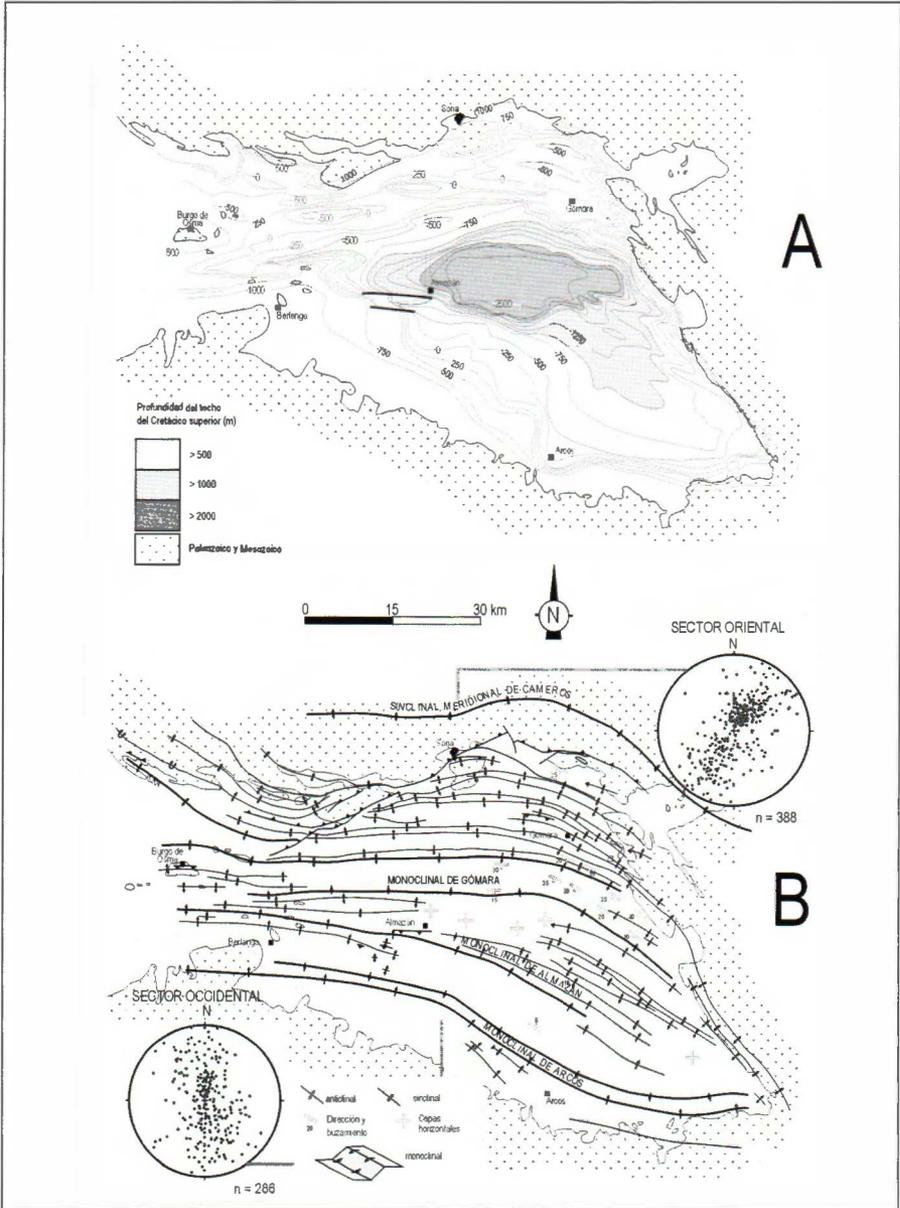


Figura 4.2. A) Mapa de isobatas (en altura sobre el nivel del mar) del techo del Cretácico superior. En él pueden observarse las principales estructuras de la cuenca. B) Mapa estructural de la base de los depósitos paleógenos, realizado a partir de la interpretación de perfiles sísmicos, sondeos, y datos de superficie. Los estereogramas (proyección de Schmidt, hemisferio inferior) muestran la orientación de la estratificación en los sectores occidental y oriental de la cuenca.

metros. Hacia el este, este sinclinal pasa a un sinclinorio NO-SE en las proximidades de la Rama Aragonesa. La prolongación hacia el oeste es un sinclinal asimétrico con el flanco sur roto por un cabalgamiento (Fig. 4.2B). El Monoclinal de Gómara buza 20°-30°, disminuyendo gradualmente hacia el oeste. Al norte del Monoclinal de Gómara, una serie de pliegues conectan la parte central de la Cuenca de Almazán con el cabalgamiento sur del Macizo de Cameros. El Monoclinal de Almazán presenta buzamientos muy bajos en la parte oriental que pasan a ser mayores de 60° en el sector occidental (Fig. 2.22).

2) El Monoclinal de Almazán está separado del Monoclinal de Arcos (Fig. 4.2B y 4.5) por una zona de capas de buzamiento suave que ocupa un área de 60x15 kilómetros. El espesor medio de la secuencia paleógena en este sector es 1000-1500 metros. Hacia el oeste la serie del Paleógeno es más potente y los pliegues se hacen más apretados. Hacia el este, se observa un área de suave buzamiento que pasa a un sinclinal de charnela plana entre el Monoclinal de Arcos y la Rama Aragonesa (Fig. 4.2 y 4.5). En el flanco sur del Monoclinal de Arcos afloran las rocas del Mesozoico de la Rama Castellana.

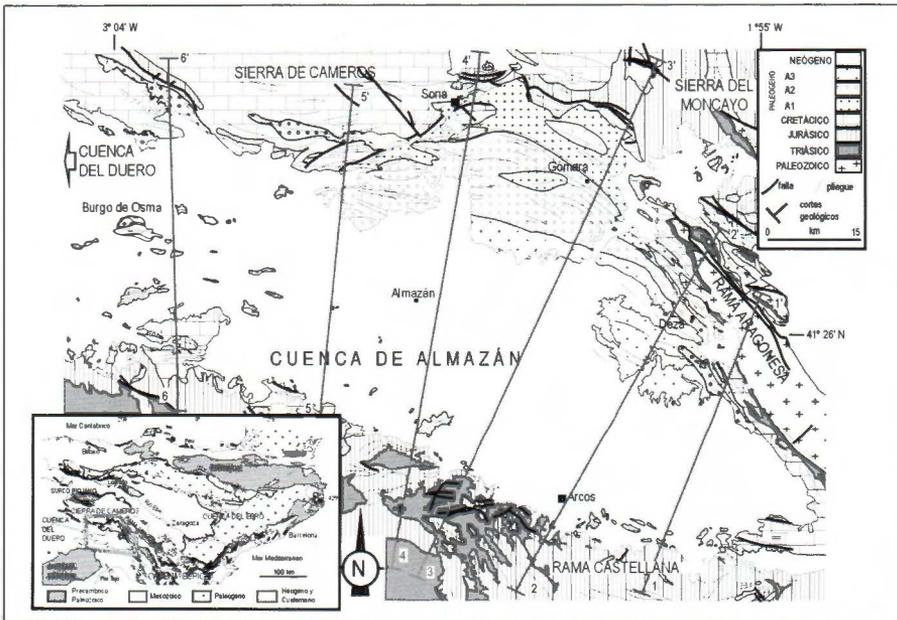


Figura 4.3. Mapa geológico de la Cuenca de Almazán donde se muestra la localización de los cortes geológicos de las figuras 4.4 y 4.5.

3) Al oeste de Almazán, la reconstrucción de la estructura por debajo de los depósitos horizontales neógenos no es tan precisa, ya que hay menos perfiles sísmicos, y éstos son oblicuos a las principales estructuras (ver la localización de las líneas sísmicas en Fig. 4.1). La estructura está caracterizada por pliegues E-O, afectados localmente por estructuras cabalgantes de vergencia norte (Fig. 4.2B). El espesor máximo conservado de Paleógeno es de unos 2000 metros.

4) Al norte del Monoclinal de Gómara (Fig. 4.2), el espesor conservado de Paleógeno es de 1000 metros. En las proximidades con la Rama Aragonesa, los pliegues forman una banda arqueada con dirección E-O a NO-SE (Fig. 4.2B), limitando hacia el norte con el sistema de cabalgamientos del sur de Cameros. Las longitudes de onda varían entre 2 y 4 kilómetros, con una superficie envolvente horizontal o con un suave buzamiento (aproximadamente 10°) hacia la cuenca (Fig. 4.5). Alguno de los anticlinales presenta doble vergencia (forma domática), y su flanco septentrional está afectado por cabalgamientos de alto ángulo. Al este, algunos pliegues están en continuidad con los anticlinales NO-SE de la Rama Aragonesa. En el borde norte de la cuenca de Almazán las estructuras principales son el resultado de la inversión de la Cuenca de Cameros, con cabalgamientos de bajo ángulo que involucran al Paleozoico (Guimerà *et al.*, 1995). Estos cabalgamientos E-O muestran segmentos NE-SO y ONO-ESE, que se corresponden con la orientación de las fallas extensionales mesozoicas (Clemente y Alonso, 1990).

La información que aportan los estudios gravimétricos también resulta muy interesante a la hora de establecer la geometría de la cuenca en profundidad. El mapa de anomalías de Bouger de la zona muestra un mínimo absoluto de orientación NO-SE que corresponde con el depocentro (en las proximidades de la localidad de Almazán) y el depoeje de la cuenca (Fig. 4.6). Esta zona de mínimo absoluto asociada al mayor espesor de sedimentos terciarios, está limitada al sur por un gradiente de orientación N125E con su máximo asociado que corresponde aproximadamente al Monoclinal de Arcos y representa la zona de contacto con la Rama Castellana; al este, el gradiente presenta una orientación de dirección N155E que corresponde al borde de la Rama Aragonesa, y que se inflexiona al norte disponiéndose según una orientación N120E, coincidente con el Monoclinal de Gómara. Al oeste se observa un gradiente de orientación N045E que puede estar relacionado con la Falla de Soria y que podría representar el límite de una zona de mayor espesor de mate-

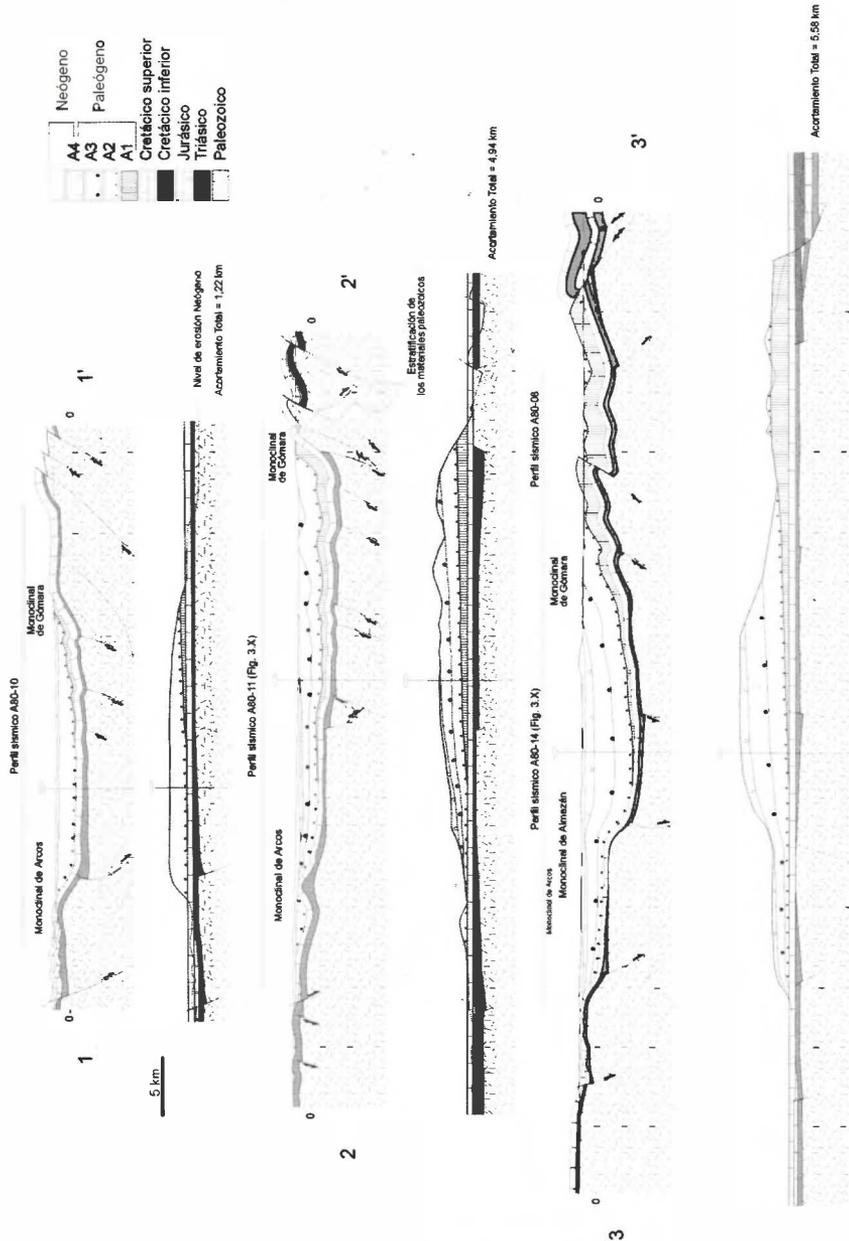


Figura 4.4. Cortes equilibrados y balanceados 1, 2 y 3 de la Cuenca de Almazán, mostrando la estructura actual y la geometría al final del Cretácico superior. Han sido realizados a partir de perfiles sísmicos, sondeos y datos de superficie. Ver localización en figura 4.3.

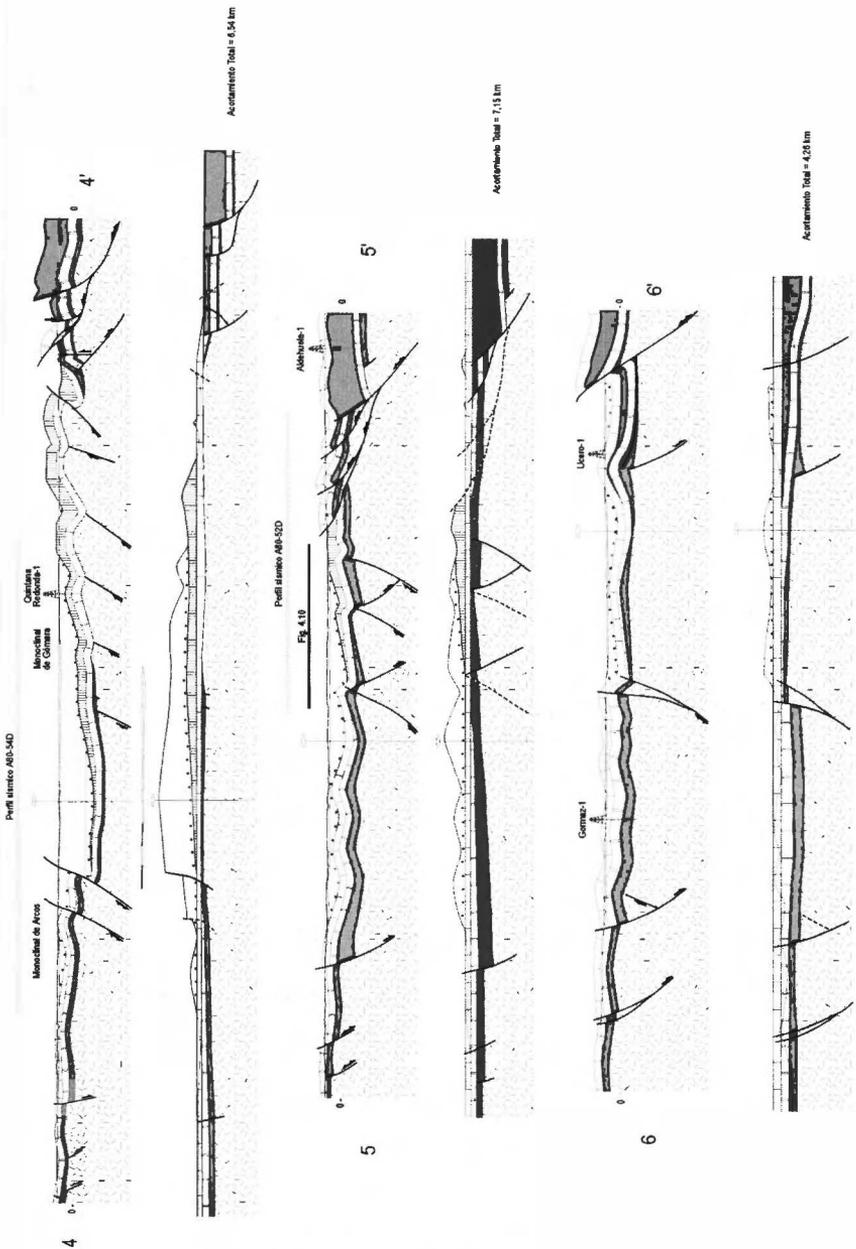


Figura 4.5. Cortes equilibrados y balanceados 4, 5 y 6 de la Cuenca de Almazán, mostrando la estructura actual y la geometría al final del Cretácico superior. Han sido realizados a partir de perfiles sísmicos, sondeos y datos de superficie. Ver localización en la figura 4.3. La leyenda y escala es la misma que la de la figura 4.4.

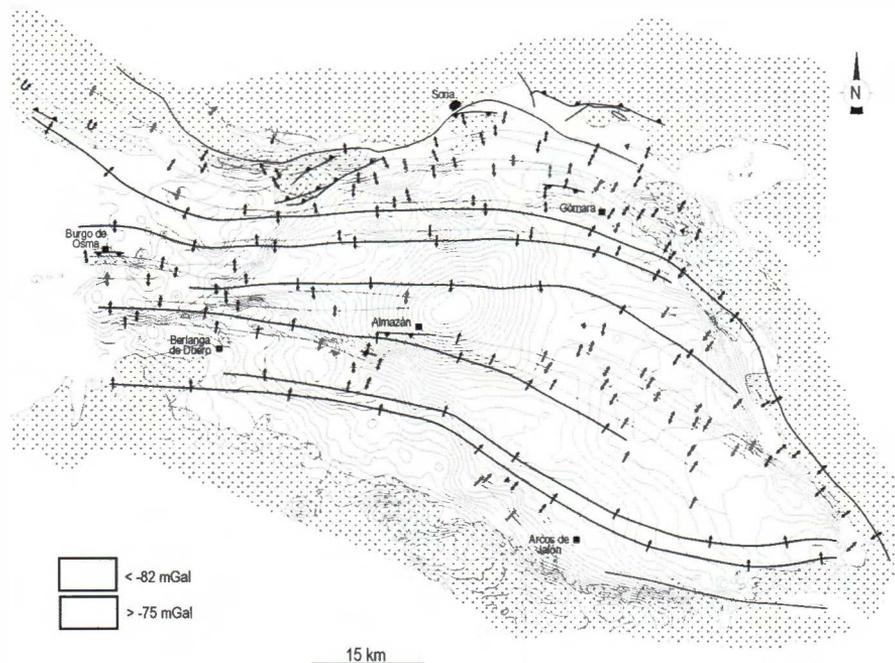


Figura 4.6. Mapa de anomalías de Bouguer realizado por Shell (1979). Las estaciones medidas fueron 5118 y se utilizó una densidad de 2,4 gr/cm³ para el cálculo de la anomalía de Bouguer. El intervalo entre isoanómalas es de 1 mGal. Sobre él se ha representado el mapa estructural de la base del terciario.

riales mesozoicos (sobre todo facies Keuper), que se extendería en la franja comprendida desde San Leonardo de Yagüe hasta el sur de Berlanga de Duero.

2. CINEMÁTICA Y MECANISMOS DE DEFORMACIÓN

Los principales mecanismos que controlan la geometría de las estructuras son la inversión de las fallas del Mesozoico, el plegamiento y fracturación del “basamento” y la reactivación de los pliegues hercínicos.

2.1. IMPLICACIONES DE LA TECTÓNICA DE INVERSIÓN

La inversión tectónica puede definirse como el cambio que experimenta un área al pasar de ser una zona elevada o deprimida a la situación inversa. Existen dos modalidades: 1) Inversión positiva, consistente en que las áreas deprimidas o de relieve negativo (que funcionan como cuencas sedimentarias) se convierten en áreas elevadas o de relieve positivo;

2) Inversión tectónica negativa se define como la conversión de una cadena de montañas, o parte de ella, en una cuenca sedimentaria.

La inversión tectónica supone un cambio en el régimen tectónico, con las dos posibilidades citadas:

a) de extensión a compresión, de modo que las cuencas extensionales sufren acortamiento y se convierten en zonas con relieve positivo. La geometría de los sistemas de cabalgamientos formados está fuertemente controlada por las fallas normales anteriores, y son muy distintos de los que afectan a zonas con sedimentación de plataforma,

b) de compresión a extensión, de modo que los sistemas de cabalgamientos se reactivan como fallas normales y dan lugar a cuencas sedimentarias.

Se habla de inversión paralela, oblicua o perpendicular, según sea la relación angular entre las direcciones de extensión y compresión. La inversión tectónica puede conllevar o no la reactivación de las fallas heredadas del anterior estadio, en función de sus características reológicas y su orientación con respecto a los ejes del nuevo sistema de esfuerzos.

2.1.1. CONTEXTO GEODINÁMICO DE LOS PROCESOS DE INVERSIÓN TECTÓNICA

Aunque existen diversos tipos de inversiones asociadas a diversos contextos tectónicos (zonas de transtensión y transpresión, de colisión/subducción, de levantamiento por rebote isostático, con fenómenos de tipo diapírico, domos térmicos y *hot-spots*, ver Fig. 4.7), nos centraremos fundamentalmente en las inversiones tectónicas positivas asociadas a cuencas intracontinentales.

Las cuencas intracontinentales suelen estar limitadas por fallas normales lítricas que dan lugar a una geometría de *semigraben* rellena por los materiales de la secuencia *sin-rift*. Las estructuras que aparecen asociadas a la tectónica de inversión varían en función del grado de deformación y de las condiciones reológicas del material (Fig. 4.8). En los niveles estructurales superior y medio de la corteza (Mattauer, 1976), por encima del frente superior de esquistosidad, las estructuras de inversión están asociadas a la reactivación en mayor o menor grado de fallas normales y neoformación de fallas inversas, que pueden situarse en los límites o en el interior de la cuenca sedimentaria. A veces el proceso de acortamiento da lugar a un plegamiento de la cuenca contra la falla normal de su borde, que actúa

como “*stress raiser*”¹ y puede reactivarse o no en función del acortamiento, dando lugar a un proceso de *buttressing*². La deformación general de la cuenca con respecto a la geometría pre-compresional está condicionada por el depósito de materiales contemporáneos con la inversión.

Las fallas normales también pueden sufrir un proceso de plegamiento, posiblemente debido a cizalla dúctil de componente inversa, con lo que pueden verticalizarse y cambiar su sentido de buzamiento, y funcionar entonces como fallas inversas. En estas condiciones los bloques levantado y hundido mantienen su posición relativa, con lo que la antigua cuenca sedimentaria sigue funcionando como un relieve deprimido. Este tipo de inversión es el que algunos autores denominan “inversión tectónica sin inversión estructural”.

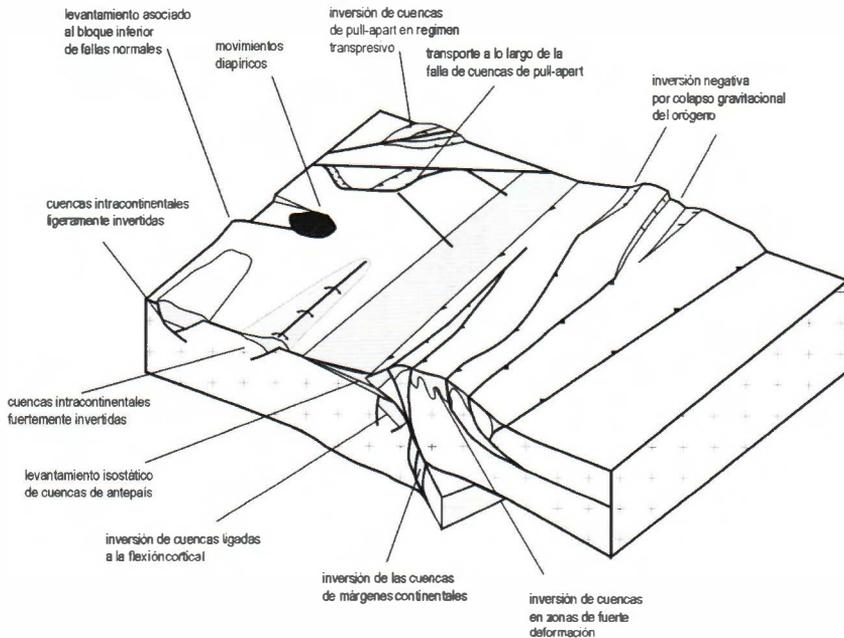


Figura 4.7. Contextos geodinámicos en los que puede tener lugar la tectónica de inversión (extraído de Casas-Sainz, 1996)

- 1 Efecto de aumento de la magnitud de los esfuerzos en la proximidad de la falla, como consecuencia de la propia existencia de una anisotropía dentro del medio.
- 2 Literalmente, *buttressing* significa “aplastamiento”. No he utilizado su traducción por la confusión que puede crear con los auténticos “pliegues de aplastamiento”. Se utiliza el término para denominar el efecto que se produce en la cobertera al apretarse como consecuencia de la existencia de una falla que la pone en contacto con materiales más competentes (zócalo).

GEOMETRÍA Y ESTRUCTURAS ASOCIADAS A LA INVERSIÓN POSITIVA

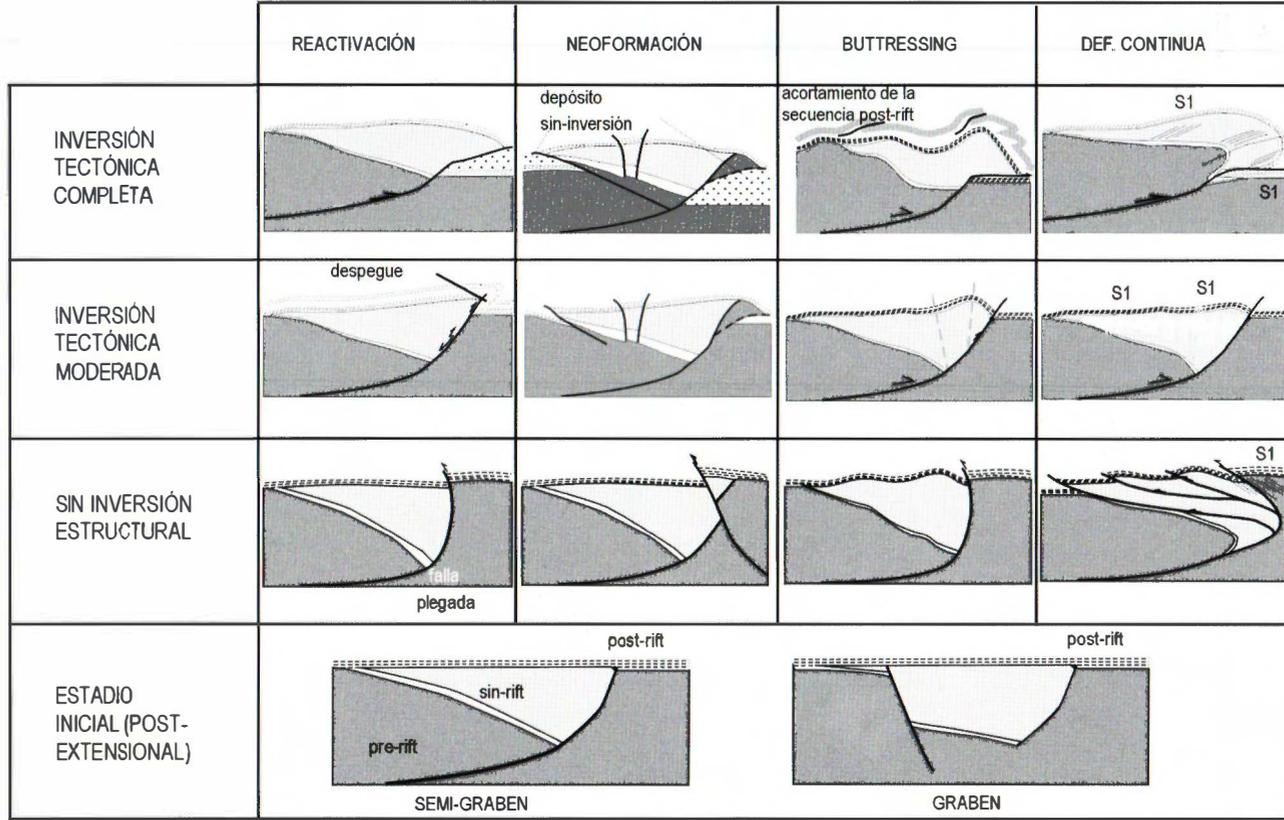


Figura 4.8. Estructuras asociadas a la inversión positiva (extraído de Casas-Sainz, 1996).

Los materiales de la secuencia *post-rift* pueden seguir el mismo tipo de estructuración que la secuencia *sin-rift* o bien, si existe un nivel de despegue intermedio, acomodarse a un modelo de *thin-skinned tectonics*, con pliegues y cabalgamientos independientes del sustrato o en algunos casos forzados por la reactivación de las fallas.

2.1.2. INVERSIÓN DE LAS FALLAS NORMALES MESOZOICAS DE LA CUENCA DE ALMAZÁN

El límite sur del Macizo de Cameros está formado por pliegues de vergencia sur y cabalgamientos, con direcciones NE-SO, NO-SE y E-O, controlados por la geometría de la cuenca mesozoica (Fig. 4.9). Algunos segmentos de las fallas mesozoicas, que presentan buzamientos importantes hacia el norte, no fueron reactivadas durante la inversión terciaria (ver corte 3-3', 4-4' y 5-5', Fig. 4.4 y 4.5 y A8014-A8008, Fig. 2.22), probablemente porque su dirección era aproximadamente perpendicular a la

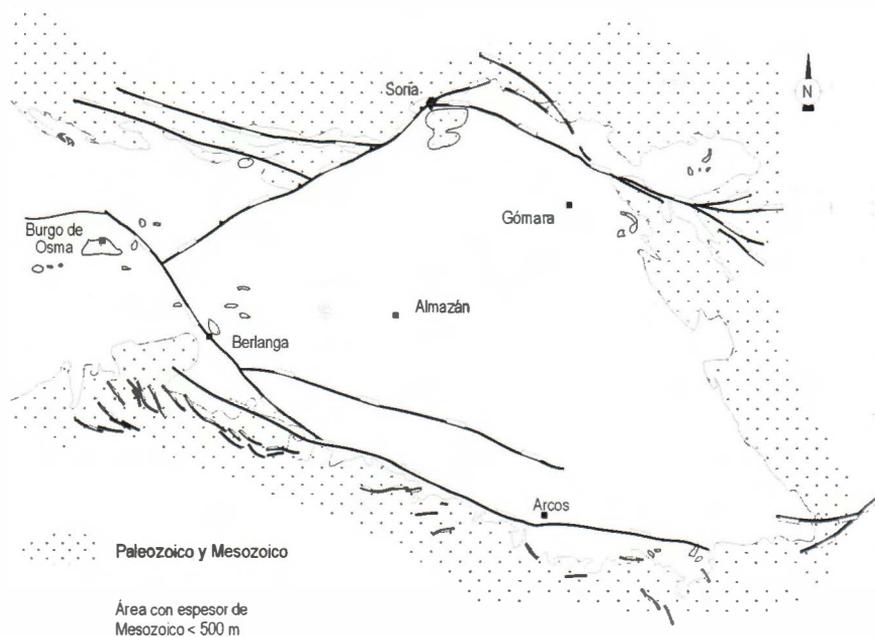


Figura 4.9. Mapas de las estructuras que afectan al basamento y que han controlado el depósito de los materiales mesozoicos. Se ha elaborado a partir de la interpretación de perfiles sísmicos, sondeos y datos de superficie.

compresión terciaria. Sobre estos segmentos se disponen los materiales del Cretácico superior y Terciario con geometría sinclinal. En el borde norte de la Rama Aragonesa se observa cómo la falla normal que limita el margen meridional de la Cuenca de Cameros se divide en un sistema de fallas normales de dirección E-O (Fig. 4.9). En borde septentrional de la cuenca (corte 6-6', Fig. 4.5) las fallas de dirección ONO-ESE fueron invertidas únicamente en los lugares donde éstas buzan hacia el norte, favoreciendo el cabalgamiento de la Cuenca de Cameros sobre los depósitos terciarios.

En la Rama Castellana el basamento está plegado en el bloque hundido de las fallas normales, sin aparente reactivación o inversión de las fallas del Mesozoico (inversión tectónica sin inversión estructural). Dentro de la cuenca, pequeños cabalgamientos y pliegues de acomodación (ver Fig. 2.22) están asociados a la inversión de las fallas normales. Estos pliegues de acomodación se propagan hacia techo afectando a las capas del Paleógeno. En algunos lugares a lo largo de la Rama Aragonesa (corte 2-2', Fig. 4.5) la estructura en detalle muestra fallas normales triásicas que fueron plegadas, y no reactivadas, durante el Terciario.

En algunos cortes (ej. corte 5-5' en la Fig. 4.6, y Fig. 4.10) las fallas normales mesozoicas pueden ser deducidas a partir de los cambios de espesor de los reflectores sísmicos correspondientes a los materiales precretácicos. Las unidades cretácicas y terciarias definen anticlinales asimétricos con vergencia norte con flancos sur rectos de 3-4 kilómetros de longitud buzando entre 10° a 13°, y flancos frontales buzando hacia el norte, de menos de un kilómetro de longitud y buzamientos que varían entre 28° y 37°. La geometría de depósito de los niveles terciarios indica que ha existido rotación de flancos (Fig. 4.10). Las charnelas de los pliegues que involucran a materiales cretácicos y terciarios se localizan en la intersección entre las fallas y la base del Cretácico. En este caso la deformación compresiva del Terciario puede ser interpretada como condicionada y localizada por las fallas normales subyacentes (ver, por ejemplo, Huntoon, 1993), invertida o no reactivada de acuerdo con su sentido de buzamiento (Fig. 4.10).

2.2. MONOCLINALES DE ZÓCALO

Los monoclinales son estructuras compresionales relativamente comunes en los levantamientos del basamento que se desarrollan en los frentes de los orógenos (Rodgers, 1987; Erslev, 1991; De Celles *et al.*, 1991; Wise y Obi, 1992; Colombo y Vergés, 1992; Narr y Suppe, 1994;

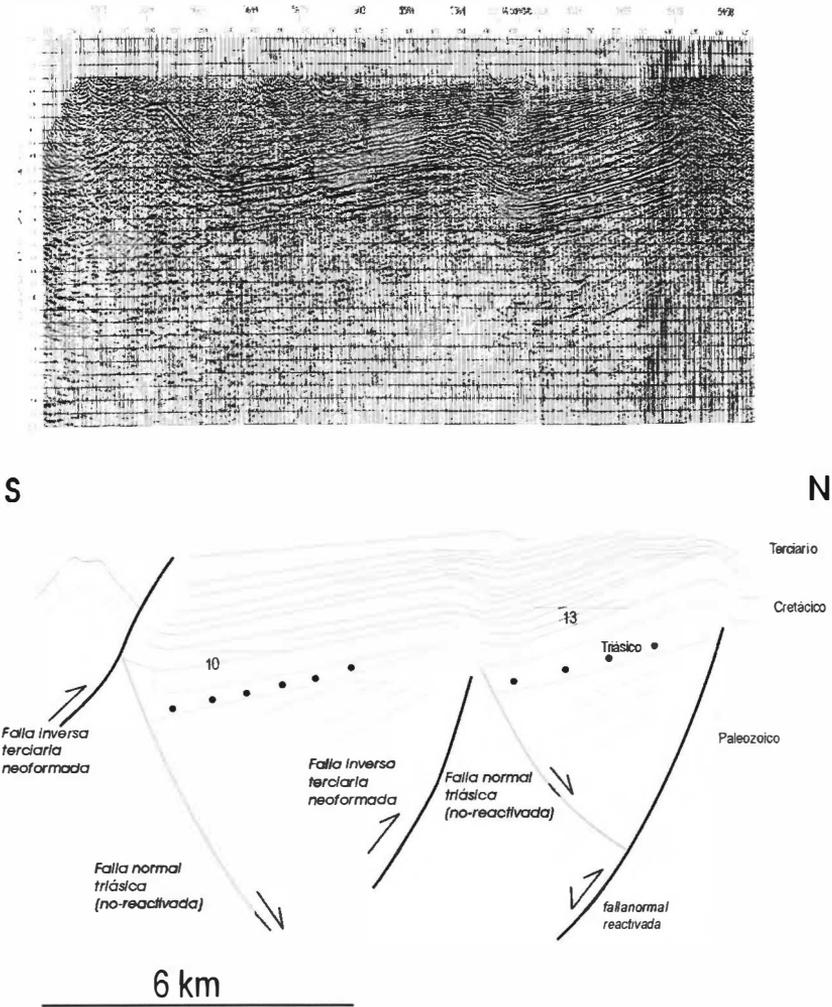


Figura 4.10. Relación entre las fallas mesozoicas y la estructura compresiva. La reactivación de las fallas normales triásicas da lugar a rotaciones de flancos que quedan registradas en la geometría de los depósitos. El esquema se ha realizado a partir del perfil sísmico A80-54D, paralelo al corte 5-5' de la figura 4.5.

McConnell, 1994; Dominic y McConnell, 1994). Aunque éstos pueden estar asociados con cabalgamientos de bajo ángulo (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997), su desarrollo está normalmente ligado a deformaciones del basamento por cabalgamientos de alto ángulo. Los mecanismos que intervienen en su desarrollo no son bien conocidos, y han sido propuestos

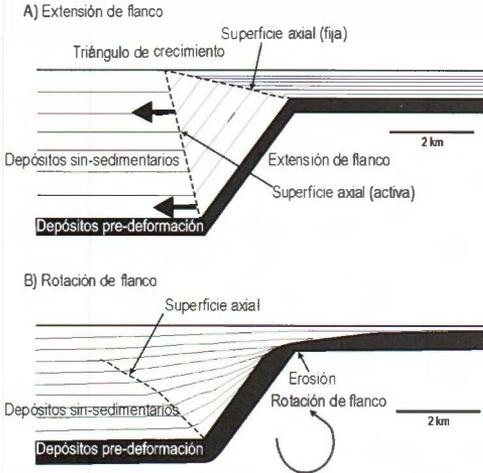


Figura 4.11. Modelos donde se representan dos de los principales procesos (extensión de flanco y rotación de flanco) a partir de los cuales se desarrollan los pliegues en la corteza superior. Los dos modelos muestran distinta geometría de los depósitos sinsedimentarios. (a) La extensión de flanco se genera por migración de kink-band según el modelo propuesto por Suppe y Medwedeff (1990). (b) El modelo de rotación de flanco de Hardy y Poblet (1995) muestra una progresiva rotación de los depósitos y un adelgazamiento de los mismos (extraído de Ford et al., 1997).

varios modelos para explicar su formación, siendo los más utilizados los que proponen extensión de flanco y rotación de flanco (Fig. 4.11) (Erslev, 1991; Narr y Suppe, 1994; McConnell, 1994; Epard y Groshong, 1995; Ford et al., 1997; Suppe et al., 1997).

Estos mecanismos están asociados al desarrollo de pliegues de adaptación de falla (Rich, 1934), pliegues de propagación de falla (Elliot, 1976; Williams y Chapman, 1983; Mitra, 1990; Suppe y Medwedeff, 1990) y pliegues de despegue (Jamison, 1987; Poblet y Hardy, 1995; Epard y Groshong, 1995). Utilizando la geometría de la sedimentación sin-

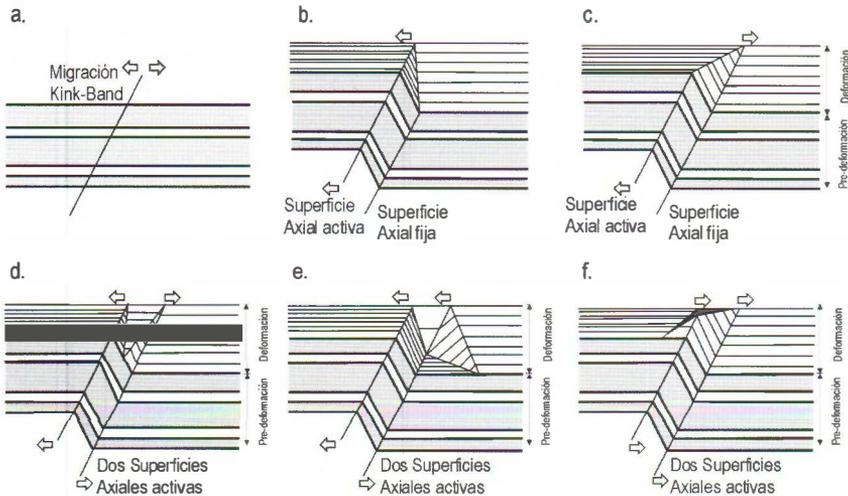


Figura 4.12. Cinco posibles variantes de migración de kink-band con representación de las geometrías de los depósitos sin-tectónicos. En estos modelos se asume que la tasa de sedimentación es constante con relación al desarrollo del pliegue (extraído de Suppe et al., 1992).

tectónica han sido realizados dos tipos modelos geométricos y matemáticos en pliegues de adaptación y de propagación de falla: 1) mecanismo de migración de *kink-band* (Fig. 4.11a) (Suppe, 1983; Suppe y Medwedeff, 1990) y 2) rotación de flanco (Hardy y Poblet, 1994; Erslev, 1991) (Fig. 4.11b). El modelo de migración de *kink-band* en el desarrollo de pliegues de propagación de falla (Suppe *et al.*, 1992) muestra el desarrollo de una zona triangular en el flanco frontal donde no se observan variaciones en el buzamiento de los depósitos sinsedimentarios (Fig. 4.12). Una vez que se sobrepasan las superficies axiales desarrolladas en el flanco frontal (Fig. 4.12), los depósitos no se deforman y el ángulo entre las capas y el plano axial permanece constante durante el depósito. Por el contrario, en el modelo de rotación de flanco (Hardy y Poblet, 1994), para tasas similares de acumulación de sedimentos y de deformación, se observan claros cambios en el buzamiento y espesor de los depósitos sinsedimentarios.

2.2.1. ESTRUCTURA DEL MONOCLINAL DE ALMAZÁN

La existencia de un registro de los materiales sintectónicos, junto con la calidad de los registros sísmicos, permiten el análisis detallado de las relaciones geométricas de estos depósitos en el Monoclinal de Almazán (ver Fig. 4.2), siendo posible de este modo establecer la cinemática de la estructura. Con este objetivo, se han analizado los perfiles sísmicos A80-54D, A80-14, A80-05, A80-13, A80-07, A80-12, y A79-01 (Fig. 4.1) La geometría de los depósitos fue determinada a partir de los perfiles migrados (Fig. 4.13), con una escala horizontal de 1:25.000. Ya que los valores normales de salida de la velocidad (*stacking velocity*) varían entre 3000 y 4000 m/s, y a lo largo del eje vertical 1 centímetro equivale a 0,1 milisegundos (en tiempo doble) en los perfiles originales, la escala vertical es ligeramente menor que la horizontal en términos de espacio en las secciones presentadas.

La estructura del Monoclinal de Almazán muestra dos segmentos con capas horizontales separadas por un segmento de 2,5 kilómetros de anchura con capas buzando entre 10° y 45° N. El relieve estructural o la subsidencia diferencial creada por el Monoclinal de Almazán es de unos 2000 metros, con unas diferencias máximas de espesor entre ambos flancos horizontales para las unidades A2 y A3. La estructura se estrecha progresivamente desde el este al oeste, presentando i) capas rotadas 15° en la sección más oriental (A79-01, Fig. 4.13) sin desarrollo de *kind-band*, ii) una estructura monoclinial perfectamente constituida en los perfiles centrales

(A80-07, A80-12, A80-13 y A80-14), iii) en la sección más occidental pasa a constituir un cabalgamiento de alto ángulo (A80-54D, ver Fig. 4.13). Los niveles anteriores al desarrollo de la estructura incluyen el basamento Paleozoico, que no está definido por un reflector claro, la serie mesozoica, que generalmente se engrosa hacia el sur, y algunos niveles terciarios. Los cambios de espesor dentro de la serie mesozoica pueden ser atribuidos a la actividad de fallas normales con buzamiento hacia el sur y norte. En algunas secciones sísmicas (A80-12, A80-13, A80-14, Fig. 4.13) se puede observar cómo los niveles pre-terciarios en el flanco horizontal septentrional desaparecen bruscamente por debajo del flanco inclinado del monoclinal.

La realización de cortes paralelos seriados permite reconstruir en tres dimensiones la estructura del Monoclinal de Almazán (Fig. 4.14). De acuerdo con los cambios en la geometría que se observan (Fig. 4.14), puede deducirse una distribución irregular de las superficies de *kink-band* a lo largo del pliegue. El *kink-band* desaparece bruscamente en la charnela anticlinal hacia el oeste (perfil A80-12), y es la rotación el mecanismo dominante (Fig. 4.14). En la transición entre A80-07 y A80-14 el *kink-band* en la charnela sinclinal se extiende en la totalidad del flanco basculado del monoclinal. Esto significa que el *kink-band* comienza antes en el sector oeste (posiblemente con la sedimentación de A2) y se propaga gradualmente hacia el este. En la sección A80-13 la terminación inferior de la superficie axial vertical (buzamiento abajo) está dentro de A2, en una posición intermedia entre los perfiles localizados en ambos lados.

2.2.2. MECANISMOS DE FORMACIÓN DEL MONOCLINAL DE ALMAZÁN

La geometría de los depósitos permite deducir algunas consecuencias sobre la cinemática del Monoclinal de Almazán. A partir de modelos geométricos (Casas *et al.*, 2002) se puede deducir que el principal mecanismo involucrado en el desarrollo del Monoclinal de Almazán es la rotación de flanco, y que la migración del *kink-band* jugó un papel secundario en la nucleación y origen de pliegues y sólo modificó sus geometrías previas. Esto permite rechazar un modelo de basamento rígido con pliegues forzados en la parte superior y dominado por migración de *kink-band* (principalmente desarrollado por Narr y Suppe, 1994) como el mecanismo para el origen del Monoclinal de Almazán.

La naturaleza de la serie paleozoica subyacente a la Rama Castellana, constituida por más de 5000 metros de arenas y esquistos cámbrico-

devónicos, puede explicar el importante papel de la rotación en el desarrollo de la estructura monoclin, ya que su comportamiento debe ser diferente al de un “verdadero” basamento, que se situaría en un nivel estructural más profundo, y que está probablemente constituido por los ortogneises hercínicos que se pueden ver aflorar en el límite entre la Rama Castellana y la Cuenca de Madrid (Escuder-Virueite *et al.*, 1998). El afloramiento de rocas paleozoicas, al sur de la Cuenca de Almazán (ver Fig. 3.35), muestra direcciones de plegamiento hercínicas N-S a NO-SE, con inmersión al norte en el sector septentrional y al sur en el sector meridional (ver Fig. 3.35). Esta geometría revela un estadio de plegamiento terciario E-O de los materiales paleozoicos, que concuerda con el suave buzamiento hacia el norte de las capas mesozoicas que descansan discordantes sobre ellos. Este plegamiento está superpuesto a los pliegues hercínicos N-S. La perpendicularidad entre las direcciones de los dos plegamientos, junto con la ausencia de despegues superficiales, probablemente impiden el desarrollo de pliegues apretados en la cobertera mesozoico/terciaria. La rotación de la parte superior del Paleozoico y de la cobertera mesozoica, está posiblemente vinculada a fallas más profundas con cizalla triangular (Erslev, 1991) involucrando a las rocas sedimentarias paleozoicas localizadas sobre el basamento (Fig. 4.15).

Teniendo en cuenta las características del basamento y la cinemática del pliegue, el desarrollo de los *kink-band* en el Monoclin de Almazán puede estar vinculada a i) la existencia de fallas heredadas mesozoicas con vergencia sur que atraviesan las series del Paleozoico y Mesozoico, exceptuando la del Cretácico superior (secciones A80-12, A80-13, A80-14, fig. 4.13) y ii) la rotación de algunos segmentos de estas fallas, que presenta el flanco basculado del Monoclin de Almazán, de aproximadamente 30° pasando de presentar buzamiento hacia el norte a disponerse buzando al sur (Fig. 4.15). Este cambio en el sentido de buzamiento se obtendría considerando que en la Cadena Ibérica las fallas triásicas son probablemente de buzamiento elevado, al menos cerca de la superficie (San Román y Aurell, 1992). Los buzamientos hacia el sur de entre 70 y 80° se transformarían en buzamientos hacia el norte entre 80 y 70° con un ángulo de rotación de 30°. Estas fallas de buzamiento elevado, con una pequeña cantidad de desplazamiento en la parte este del pliegue, podrían nuclear las superficies axiales fijas de los *kink-bands*, las cuales podrían luego propagarse hacia la parte alta de la serie (Fig. 4.15). Algunas de esas fallas constituirían probablemente los cabalgamientos de buzamiento hacia la parte alta de la serie elevado que se observan en el sector occi-

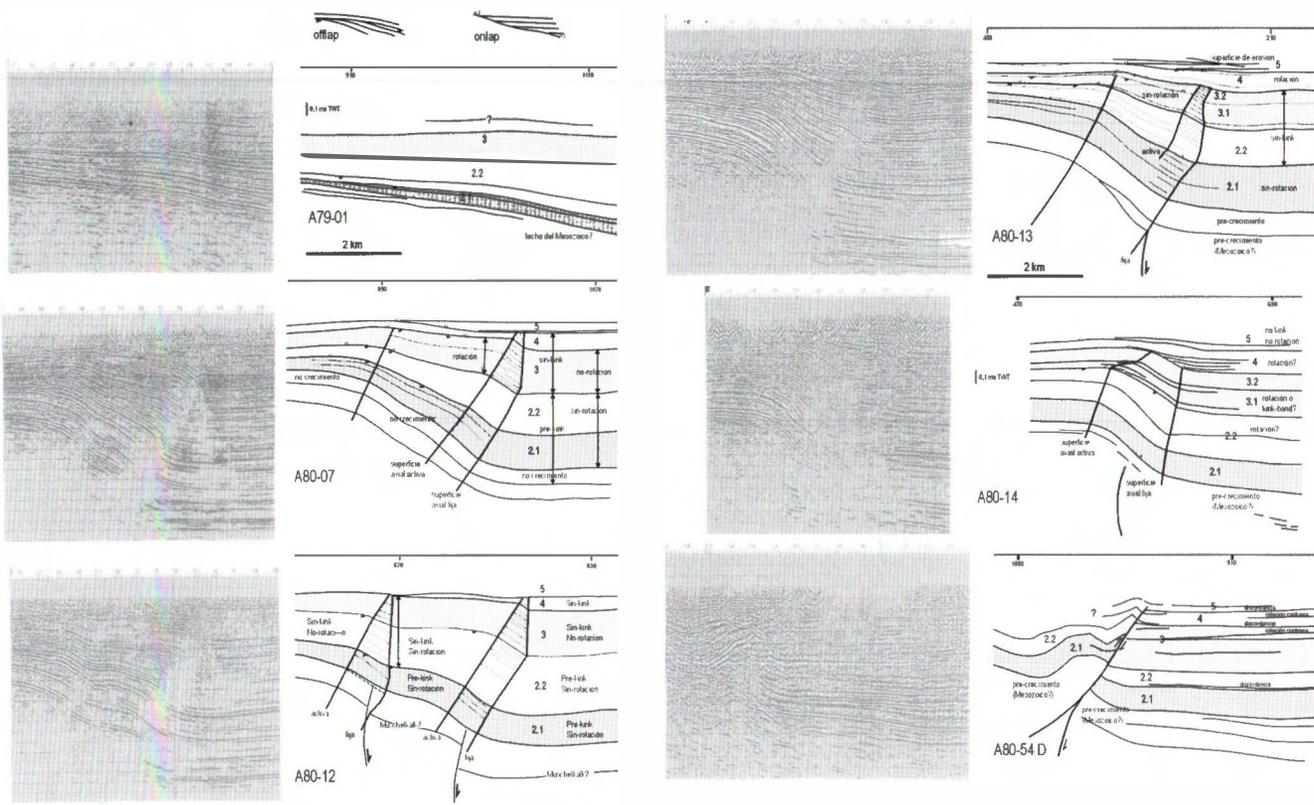


Figura 4.13. Perfiles sísmicos transversales al Monoclinal de Almazán y su interpretación (ver localización en la figura 4.1).

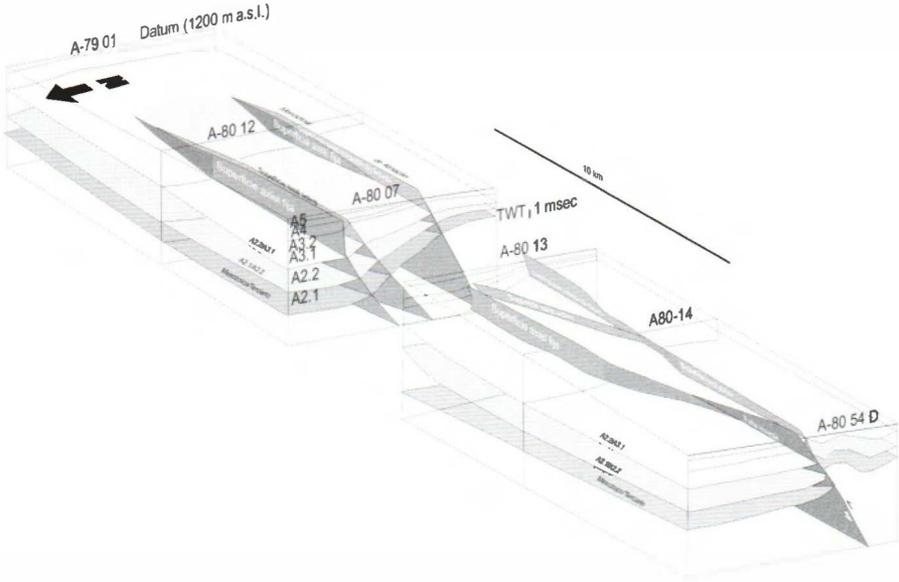


Figura 4.14. Reconstrucción tridimensional del Monoclinal de Almazán a partir de la interpretación de los perfiles sísmicos que se muestran en la Fig. 4.13.

dental del Monoclinal de Almazán. De esta forma, la evolución cinemática del monoclinial indica que el estilo de pliegue (pliegues cilíndricos o en *chevron* por *flexural-slip* y desarrollo de *kink-band*) no depende sólo de las propiedades reológicas o mecánicas de la secuencia plegada multicapa (Suppe, 1985; Boyer, 1986; Ramsay y Huber, 1987; Tanner, 1989) sino también de los factores externos con probable reactivación de las fallas previas bajo la secuencia plegada.

La cinemática del Monoclinal de Almazán en la sección A80-14 es probablemente la más complicada de interpretar por los elevados buzamientos de las capas. Existe una disminución suave del buzamiento desde la parte inferior a la superior del flanco basculado, que puede ser relacionada con un componente rotacional anterior al desarrollo del *kink-band*. Al oeste de esta sección las superficies axiales del anticlinal y sinclinal probablemente convergen hasta desaparecer finalmente contra la falla inversa que se observa en la sección sísmica A80-54D (Fig. 4.14).

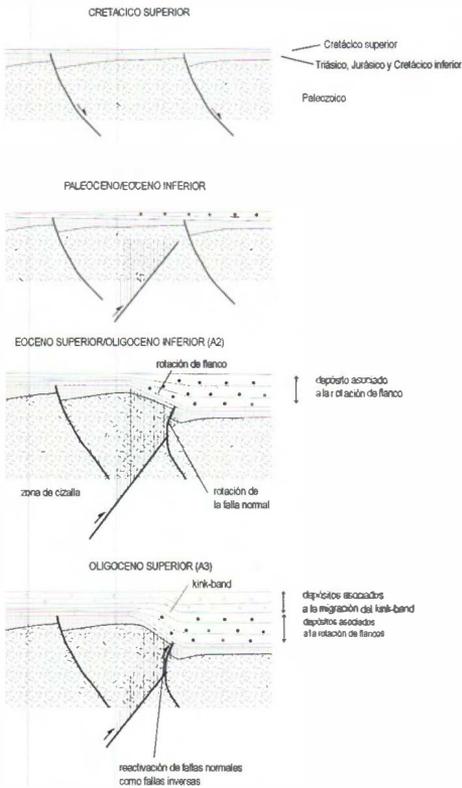


Figura 4.15. Esquema mostrando la evolución del Monoclinal de Almazán durante el Terciario, con el desarrollo secuencial de rotación de flanco y migración de kink-band, y la posterior reactivación de las fallas normales mesozoicas (basado en el modelo de Erslev, 1991).

2.3. REACTIVACIÓN DE PLIEGUES HERCÍNICOS

Existen numerosos trabajos que relacionan la deformación de la cobertera con la reactivación de pliegues preexistentes del basamento, y no por la generación de nuevos pliegues (Ruhland, *et al.*, 1976; Alonso, 1985, 1989; Yeats, 1986; Casas *et al.*, 1994; Cortés y Casas, 1997; Maestro *et al.*, 1997b). De este modo, la geometría de las estructuras de la cobertera están predefinidas por los pliegues del basamento. Este control de las estructuras previas sobre los niveles suprayacentes es habitual en zonas donde la cobertera presenta espesores pequeños en relación con las unidades infrayacentes fracturadas y plegadas.

En algunas zonas de la Cuenca de Almazán es posible aplicar los modelos teóricos de plegamiento de superficies oblicuas (Ramsay, 1961, 1962, 1967)

por la reactivación de pliegues truncados por una secuencia discordante. En estos casos, la superficie de discordancia, inicialmente horizontal, o inclinada si existe un paleorrelieve, juega un papel pasivo durante la deformación. Además, la cobertera discordante tiene que adaptar su geometría a los requerimientos de los mecanismos de plegamiento del basamento. A partir de esta premisa, los modelos teóricos están contruidos basándonos en las relaciones geométricas entre el basamento y la cobertera, dependiendo de varios mecanismos de reactivación de los pliegues del basamento. Otros factores a tener en cuenta son el ángulo inicial de la discordancia, o en su caso concreto del paleorrelieve, así como la variación del ángulo entre flancos durante la reactivación.

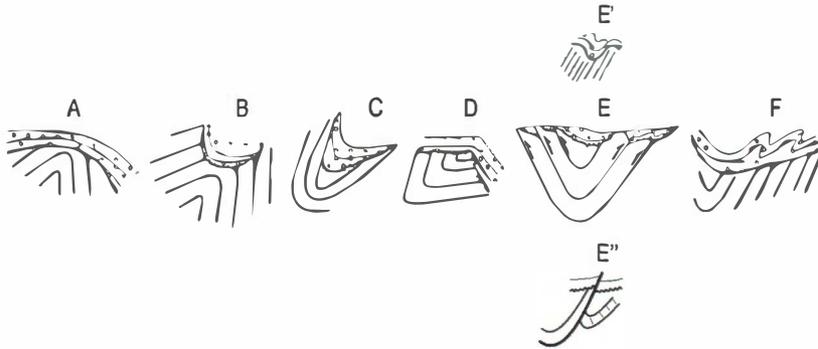


Figura 4.16. Diversas relaciones geométricas existentes entre el basamento y la cobertera. A. Anticlinal de cobertera sobre anticlinal de basamento. B. Sinclinal de cobertera sobre anticlinal de basamento. C. Sinclinal de cobertera sobre sinclinal de basamento. D. Anticlinal de cobertera sobre sinclinal de basamento. E. Sinclinal de cobertera sobre sinclinal de basamento. E'. Pliegues de cobertera causados por bedding faults relacionados con "flexural slip" del basamento en ambos flancos de un sinclinal de basamento. E''. Rejuego de cabalgamientos causado por "flexural slip" de pliegues de basamento. F. Despegues en la cobertera sobre un flanco de un sinclinal de basamento (extraído de Alonso, 1985).

Se han descrito seis tipos de relaciones estructurales entre el basamento y la cobertera (Alonso, 1985) que se muestran en la figura 4.16, entre las que llaman especialmente la atención aquellas en las que se observa la presencia de sinformes de cobertera sobre antifformes de basamento y viceversa (Fig. 4.16B y D), o las que muestra el desarrollo de pliegues en la cobertera presentando el basamento una disposición monoclinal (Fig. 4.16E). La existencia de estas geometrías aparentemente paradójicas pueden ser explicadas de dos modos (Alonso, 1989):

1) Teniendo en cuenta que cuando se produce el plegamiento de superficies oblicuas, siempre existen secciones estructurales en donde las concavidades o convexidades de ambas superficies son opuestas (sección vertical de la figura 4.17a, y sección horizontal de la figura 4.17b). Por otro lado, la relación antiforme-sinforme sólo depende de la posición de ambas superficies respecto a la vertical y ello no supone la presencia de concavidades opuestas (Fig. 4.17a).

2) Cuando el basamento se pliega, la traza de la discordancia es desplazada a una nueva posición (Fig. 4.18). La variación del ángulo inicial β_0 entre la traza plegada del basamento y la traza de la discordancia y el cambio de longitud de la discordancia durante la reactivación depende de la deformación finita de las capas plegadas, la cual es función del mecanismo de plegamiento. Las capas que se superponen a la discordancia

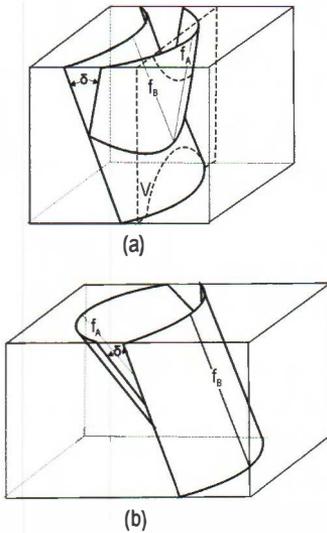


Figura 4.17. Superficies plegadas oblicuas mostrando: (a) sentido idéntico de curvatura del perfil plegado, (b) sentido contrario de curvatura del perfil plegado (extraído de Alonso, 1989).

serán acortadas, estiradas o plegadas para equilibrar los cambios de longitud y forma de la discordancia.

La rotación de una superficie de discordancia puede dividirse en dos componentes (Alonso, 1989): una rotación externa, cuyos valores son iguales a la rotación por flexión en el basamento ($\Delta\theta$ en la Fig. 4.18) y una rotación interna, la cual es la variación del ángulo β durante la reactivación del pliegue. La presencia de curvaturas opuestas entre los pliegues de la cobertera y los del basamento ocurrirá cuando la rotación interna sea mayor ($\Delta\beta > \Delta\theta$) y con sentido de rotación opuesto a la rotación externa. Si el ángulo β decrece, o se incrementa menos que el ángulo θ , la curvatura será en el mismo sentido. En la reactivación de pliegues truncados por una discordancia el aumento o disminución de β tiene lugar en ambos flancos, mientras que en el caso de

deformaciones de discordancias por la generación de nuevos pliegues puede ocurrir que se produzca un aumento en un flanco y una disminución en otro, tal y como se plantea en los modelos de Ramsay (1967).

2.3.1. MECANISMOS DE REAPRETAMIENTO DE PLIEGUES EN EL BASAMENTO POR CIZALLA PARALELA A LAS CAPAS

Cuando se produce un plegamiento flexural, la cizalla paralela a la estratificación puede ser continua (*flexural flow*) o discontinua (*flexural slip*) (Fig. 4.18). En los pliegues con mecanismo de deformación por *flexural flow* la deformación por cizalla es igual al valor del ángulo de buzamiento (en radianes) ($\gamma = \theta$, Ramsay, 1967). Cuando la cizalla es discontinua, el valor máximo del deslizamiento entre capas viene dado por $d = t\theta$, siendo t el espesor de la capa. En el caso de la cizalla discontinua es necesario admitir otro mecanismo para el plegamiento de capas individuales, mecanismo complementario que probablemente corresponde mayoritariamente a la deformación longitudinal tangencial. Cuando no se produce cizalla intracapa, la reactivación por *flexural slip* da lugar a la formación de fallas inversas paralelas a las capas, y basculamientos de la discordancia en la

zona trasera. En estos casos se mantiene en todo momento el ángulo entre los niveles infrayacentes del basamento y los suprayacentes de la cobertura, y el ángulo que forma las capas que se sitúan sobre la discordancia es equivalente al aumento de buzamiento del basamento. (Fig. 4.19). Este comportamiento de los niveles infrayacentes conlleva la deformación en las charnelas de cada capa deslizada, ya que el arco externo de una determinada capa tiene una longitud considerablemente diferente al arco interno de la capa adyacente situada en una posición más exterior del pliegue. La deformación en el interior de las capas debe corresponder a deformación longitudinal tangencial (Alonso, 1985) y estará controlada por la localización de la superficie neutra, que a su vez controlará la magnitud del deslizamiento entre las dos capas (Fig. 4.20). Las diferencias de longitud que pueden llegar a darse entre el arco externo de una determinada capa

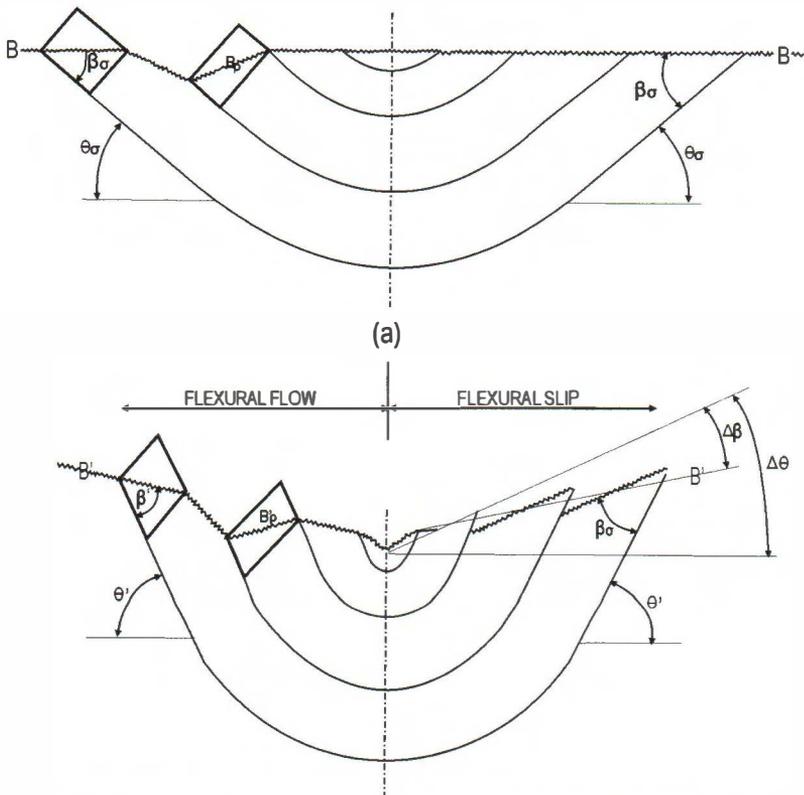


Figura 4.18. Reactivación de un pliegue por flexural flow (flanco izquierdo) y flexural slip (flanco derecho). a. Estado inicial de un pliegue truncado por una discordancia sin paleorrelieve (B) o con paleorrelieve (Bp). b. Estado reactivado (extraído de Alonso, 1989).

y el arco interno de la capa adyacente situada hacia el exterior del pliegue se han de solucionar mediante despegues en la zona de charnela, típico del mecanismo de formación de los pliegues *chevron*, cuyas zonas de charnela pueden considerarse despegadas.

Cuando se produce cizalla intracapa, el cálculo de la superficie oblicua de las capas deformada por *flexural flow* ha sido desarrollado por Ramsay (1967). Se ha de calcular la posición de la línea de intersección entre ambas superficies, cuando las rampas adquieren un buzamiento determinado. Por otro lado se calcula el cambio de ángulo entre ambas superficies ($\Delta\beta$) en la sección que contiene las direcciones de cizalla. La modificación del ángulo β es la que corresponde a la deformación de una línea cualquiera mediante cizalla simple (Fig. 4.18). El nuevo ángulo después de la deformación β' se obtiene mediante la expresión

$\cot\beta' = \cot\beta - \gamma = \cot\beta - \Delta\theta$ (θ en radianes). Si consideramos $\beta = 180 - \alpha$, $\cot\alpha' = \cot\alpha - \Delta\theta$ (Fig. 4.21).

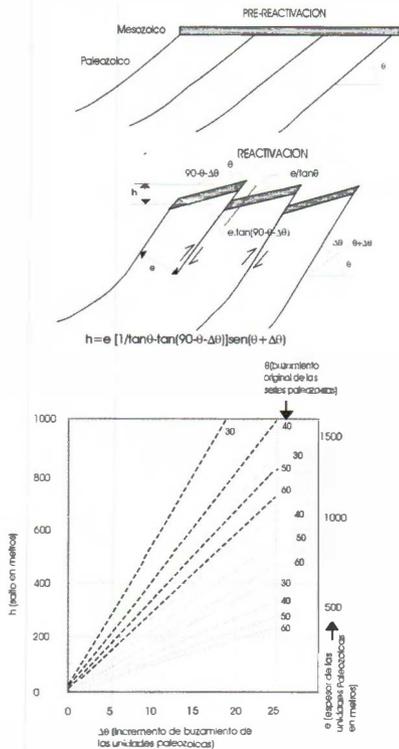


Figura 4.19. Reactivación de pliegues paleozoicos por flexural slip y formación de fallas inversas y cabalgamientos con buzamientos elevados en la cobertura mesozoica. Cálculo del salto de las fallas teniendo en cuenta que se ha sumido un valor del buzamiento inicial de 30° y final de 70° (incremento de 40°) para las capas paleozoicas y un buzamiento inicial de 0° y final de 40° para los niveles mesozoicos de la Rama Aragonesa (modificado de Cortés y Casas, 1997).

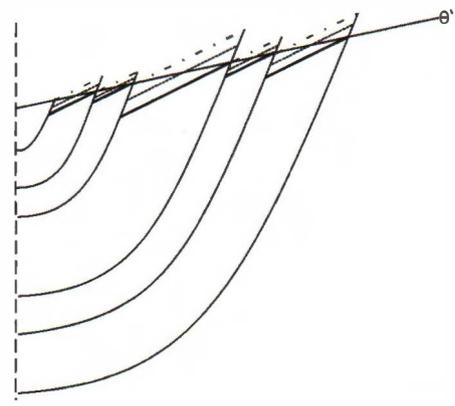


Figura 4.20. Reapretamiento de un pliegue mediante flexural slip. Tres alternativas en cuanto a la expresión gráfica del flexural slip según la posición de la superficie neutra. Línea continua gruesa: superficie neutra (SN) en el arco exterior de cada capa. Línea discontinua a trazos: SN en la superficie media de cada capa. Línea discontinua a rayas y puntos: SN en el arco interno de la capa (extraído de Alonso, 1985).

Es posible encontrar en algunos casos que las distintas capas que conforman la serie paleozoica no presente un comportamiento homogéneo en su respuesta a la cizalla durante el reapretamiento, presentando algunos niveles mecanismo de deformación por *flexural slip* y otros por *flexural flow*. Por lo tanto, en los niveles que no presentan cizalla intracapa el buzamiento de la discordancia corresponde al aumento del buzamiento del flanco del pliegue, mientras que la discordancia que se localiza sobre unidades que se deformen por *flexural flow* presenta así un buzamiento de acuerdo con el valor de la cizalla entre los materiales paleozoicos, que a su vez depende de la relación de espesores entre la capa cizallada y no cizallada (Fig. 4.22) y, como ya se ha mencionado anteriormente, del aumento del buzamiento de estos niveles (Ramsay, 1967; Alonso, 1989; Casas *et al.*, 1994) según la ecuación (Fig. 4.23):

$$\mu = \left[180 - \arctan \left\{ \frac{1}{\cot(180-\theta) - (\Delta\theta + H\Delta\theta)} \right\} \right] - [\theta + \Delta\theta]$$

donde μ = buzamiento de la primitiva superficie horizontal (positivo cuando es contrario al buzamiento de la primitiva superficie en la capa no cizallada, y negativo cuando buza hacia la misma dirección que la unidad no cizallada); θ = buzamiento original de los niveles paleozoicos; $\Delta\theta$ = incremento de buzamiento en las capas paleozoicas; H = la relación entre los espesores de los niveles competentes e incompetentes.

2.3.2. REACTIVACIÓN DE LOS PLIEGUES HERCÍNICOS EN LA RAMA ARAGONESA Y EL SECTOR NORTE DE LA CUENCA DE ALMAZÁN.

En la Rama Aragonesa la estructura se caracteriza, *grosso modo*, por el buzamiento hacia el suroeste de los flancos de una antiforma Paleozoica que genera un relieve estructural de unos 3000 metros con respecto a la Cuenca de Almazán (corte 2-2', Fig. 4.4, Fig. 4.10). Para interpretar la deformación compresional del Terciario de la Rama Aragonesa, deben tenerse en cuenta varias observaciones:

1) La dirección de las capas y las orientaciones de los pliegues son muy similares en el Paleozoico y en las unidades Mesozoicas (Fig. 4.25), con un buzamiento mayor en las capas del Paleozoico (una media de 70°SO). La dirección de los pliegues en las unidades pre- y post-hercínicas

es probablemente similar bajo la Cuenca de Almazán en el área de Soria-Gómara (Fig. 4.2B), donde las direcciones estructurales hercínicas pasan de una dirección E-O en el Macizo de la Demanda a NO-SE en la Rama Aragonesa.

2) Algunos cabalgamientos que buzanan fuertemente en la Rama Aragonesa y afectan a las unidades mesozoicas, son paralelos a las unidades subyacentes paleozoicas y no implican superposición o repeticiones de Paleozoico (ver Fig. 3.20 y 3.26).

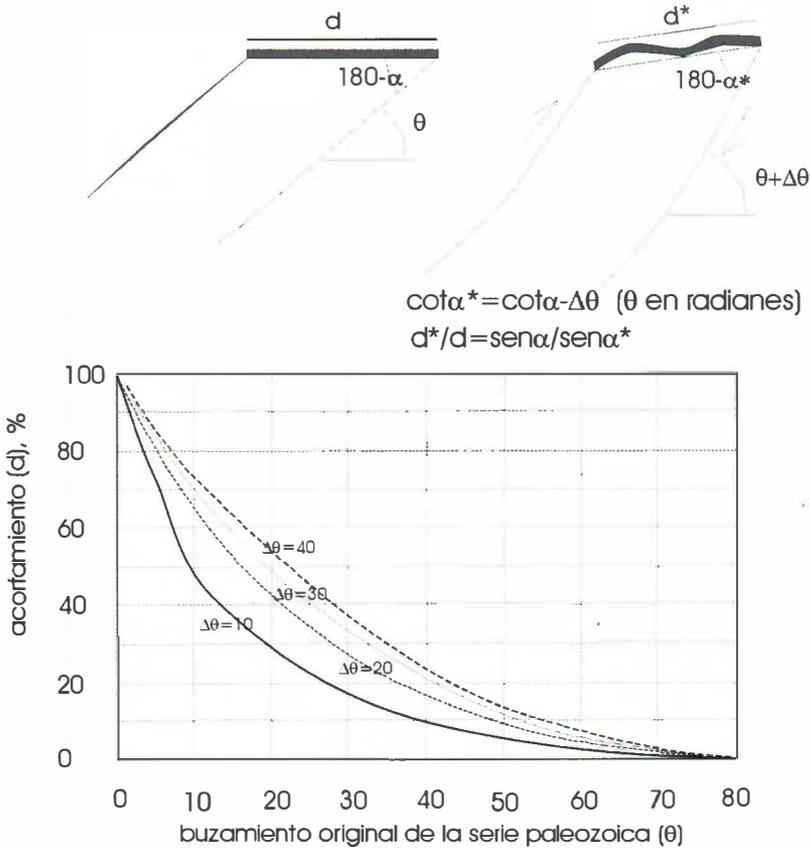


Figura 4.21. Acortamiento asociado con flexural flow en unidades no competentes pizarrosas. Cálculo del acortamiento de las capas mesozoicas para diferentes valores de buzamientos e incrementos de buzamientos en la serie paleozoica, teniendo en cuenta que se ha asumido un valor del buzamiento inicial de 30° y final de 70° (incremento de 40°) para las capas paleozoicas y un buzamiento inicial de 0° y final de 40° para los niveles mesozoicos de la Rama Aragonesa.

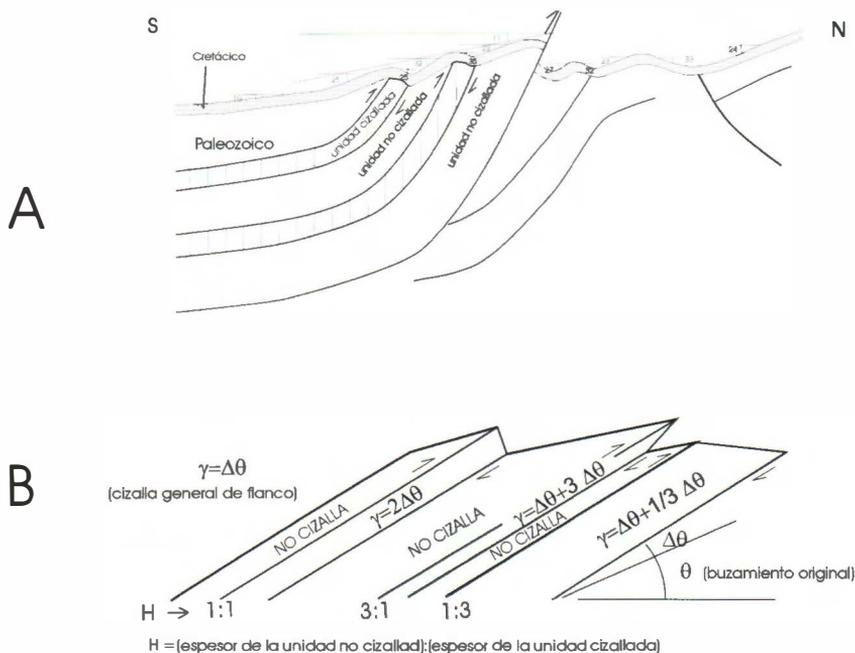
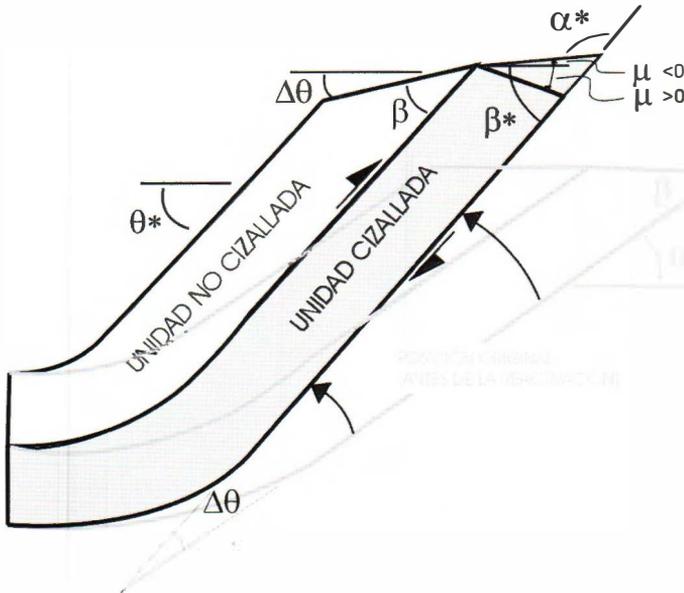


Figura 4.22. A) Hipótesis propuesta para la reactivación de pliegues hercínicos en el sector septentrional de la Cuenca de Almazán (simplificado del corte 3-3' de la figura 4.6), con formación de cabalgamientos de alto ángulo en la cobertura mesozoica y pliegues ligados a una alternancia de unidades paleozoicas cizallas y no cizalladas (modificado de Alonso, 1985, y Casas et al., 1994). B) Diagrama mostrando la relación entre la cizalla y el espesor de las unidades cizalladas y no cizalladas (extraído de Casas et al., 1994).

El levantamiento de la Rama Aragonesa puede estar relacionado con la reactivación de los pliegues paleozoicos, debido a un general incremento del buzamiento del flanco del anticlinal hercínico de dirección NO-SE hacia el SO. Considerando la Rama Aragonesa en su conjunto, el ángulo de la discordancia original Paleozoico/Mesozoico es superior a 30° y el buzamiento aumenta más de 40° (Maestro et al., 1997b, ver Fig. 3.26). Pliegues y cabalgamientos con buzamientos fuertes que aparecen en las unidades mesozoicas pueden ser interpretados como el resultado de la reactivación de las capas del Paleozoico por *flexural-slip* (de acuerdo con los modelos propuestos por Alonso, 1985, 1989, Fig. 4.19). En algunas unidades pizarrosas (Formación Santed en Figs. 3.20 y 3.26 en capítulo 3) el acortamiento del Mesozoico, que alcanza valores del 40%, puede ser explicado por mecanismos de *flexural flow* en los niveles paleozoicos (Fig. 4.21). El origen de los pliegues del Terciario por la reactivación de los pliegues hercínicos explica la oblicuidad entre la dirección de principal acorta-



$$\mu = (180 - \arctan(1 / (\cot(180 - \theta) - (\theta + H \theta)))) - (\theta + \theta)$$

Figura 4.23. Buzamiento de las capas paleozoicas en los flancos frontales de los anticlinales (μ) como resultado de un incremento de buzamiento de la serie paleozoica ($\Delta\theta$) consistente en una alternancia de unidades no deformadas (no cizalladas) y unidades deformadas por flexural flow (cizalladas). μ = buzamiento de la primitiva superficie horizontal (positivo cuando es contrario al buzamiento de la primitiva superficie en la capa no cizallada, y negativo cuando buza hacia la misma dirección que la unidad no cizallada); β = buzamiento original de los niveles paleozoicos (ángulo agudo); β^* = valor del ángulo agudo después del abatimiento y la cizalla; θ = buzamiento original de los niveles paleozoicos; $\Delta\theta$ = incremento de buzamiento en las capas paleozoicas; α = ángulo original entre la superficie de discordancia y las unidades paleozoicas (ángulo suplementario de β); y α^* = ángulo entre la superficie de discordancia y las unidades paleozoicas después del abatimiento (ángulo suplementario de β^*) (modificado de Casas et al., 1994).

miento NNE (Casas-Sainz y Maestro-González, 1996) y los pliegues y cabalgamientos terciarios en la Rama Aragonesa.

Los anticlinales de la parte norte de la Cuenca de Almazán muestran una zona de charnela horizontal en corte (3-3', 4-4', Figs 4.4 y 4.5), con buzamientos de los flancos frontales fuertes (hacia el norte) y flancos traseros amplios con buzamientos suaves (Fig. 4.22). Los sinclinales que se relacionan con los anticlinales son de tipo *kink*, con charnelas angulosas y flancos rectos. En algunos de estos anticlinales los flancos frontales están cortados por cabalgamientos que se propagan a través de la serie terciaria (corte 3-3', Fig. 4.4). Aunque en estos pliegues las relaciones de la cobertera-basamento no pueden ser establecidas con precisión debido a

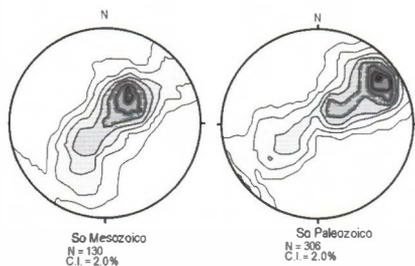


Figura 4.24. Diagrama de densidades de los polos de los planos de estratificación de las unidades mesozoicas y paleozoicas de la Rama Aragonesa.

la ausencia de datos de buzamiento en el Paleozoico, su origen puede estar relacionado con cizalla simple, debido a *flexural flow* en algunas de las unidades del Paleozoico (Fig. 4.22, ver también Casas et al., 1994). El aumento en el buzamiento de las capas del Paleozoico produciría: i) un basculamiento en el mismo sentido del buzamiento

en los flancos traseros de los niveles mesozoicos en unidades no cizalladas y ii) una inclinación opuesta del flanco frontal cuando se alcanza un cierto valor mínimo de incremento de buzamiento en las unidades cizalladas (Fig. 4.23). De acuerdo con este modelo, la existencia de cabalgamientos de vergencia norte atravesando los flancos frontales podría ser debida a desplazamientos mayores por *flexural-slip* entre unidades Paleozoicas. El ángulo de discordancia original entre el Paleozoico y el Mesozoico fue superior a 40° , por lo que el incremento del buzamiento de los materiales terciarios es de unos 25° hacia el norte de la Cuenca de Almazán (Fig. 4.25), constatado por lo datos obtenidos en la Rama Aragonesa.

3. RELACIONES TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN

Como ya ha sido mencionado, las discordancias que limitan las unidades paleógenas de la cuenca se pueden observar en muy pocos puntos, ya que en el margen sur están cubierta por los depósitos neógenos horizontales y en borde norte las discordancias angulares han desapareci-

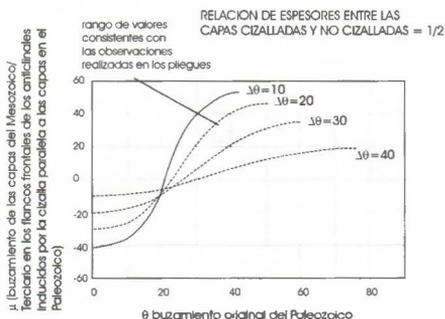


Figura 4.25. Diagrama que muestra la relación entre el buzamiento de los niveles paleozoicos y el buzamiento de los materiales de la cobertera que se localizan sobre las capas con deformación por cizalla para diferentes valores de ésta, correspondientes a distintos valores del incremento del ángulo de buzamiento de la serie paleozoica. Los cálculos se han realizado considerando que la cizalla es igual al incremento de buzamiento (en radianes), como se ha mencionado anteriormente, multiplicado por la relación de espesores entre las capas cizalladas y no cizalladas (Casas et al., 1994). Los pliegues de la Fig. 3.26 del capítulo 3 pueden ser explicados por incrementos de buzamiento entre 20° y 30° de la serie paleozoica que inicialmente buzaba 35° - 40° , considerando una relación capa cizallada/no cizallada = 1/2.

do por erosión. Por lo tanto, para realizar el análisis de las relaciones tectónica sedimentación ha sido necesario utilizar la información proporcionada por los perfiles sísmicos.

En el borde norte, la estructura más importante, contemporánea con el depósito de los materiales terciarios es el Monoclinal de Gómara. En la interpretación de los perfiles sísmicos A7901, A8007 y A8014 se observa la existencia de tres discordancias (Fig. 2.22). La primera de ellas es la que marca el contacto de la unidad A1 sobre los materiales del Cretácico superior. Por lo general estos depósitos presentan una potencia superior de 700 metros, son paraconformes con los materiales mesozoicos, con un buzamiento medio del flanco basculado de unos 30°, y se acuñan hacia el centro de la cuenca. El límite entre las unidades A1 y A2 no es reconocible en este sector, aunque si se puede definir en el borde sur, como veremos posteriormente. Ambas unidades presentan un engrosamiento gradual de sur a norte. La unidad A3 muestra geometrías de discordancia progresiva, decreciendo gradualmente el buzamiento de los estratos hacia techo. Por último, los depósitos de la unidad A4 se disponen en *onlap* sobre los materiales de A3.

Igual que ocurría a la hora de realizar la descripción de la evolución de las estructuras monoclinales observadas en la Cuenca de Almazán, es en el Monoclinal de Almazán donde mejor se observan las geometrías de los depósitos terciarios y su relación con el desarrollo de la estructura. A partir de la interpretación de los perfiles sísmicos A80-07 y A80-12 (Fig. 4.13) se han podido definir cuatro discordancias, que limitan las cuatro unidades tectosedimentarias (UTS) paleógenas. En las secciones sísmicas A79-01 y A80-14 sólo se definen tres discordancias, y en la sección A80-13 pueden distinguirse cinco discordancias. Las discordancias pueden ser correlacionadas entre los diferentes perfiles a partir de otros perfiles sísmicos (A80-09, ver situación en la Fig. 4.1) paralelos al eje de depósito de la cuenca y subperpendiculares a las secciones estudiadas. Las discordancias están localizadas en los mismos niveles en las secciones A80-07 y A80-12, y la tercera está duplicada en la sección A80-13. La primera discordancia no es reconocible en la sección A80-14. En la sección A80-54D los niveles que subyacen a la tercera y cuarta discordancia están inclinados en sentido opuesto al del resto de las secciones. Las discordancias por debajo de la unidad A3 muestran una geometría que se asimila a la discordancia sintectónica definida por Riba (1976a), con abanicos de capas con geometría en *offlap* y abanicos de capas superiores con geometría en *onlap*, siendo la longitud de las capas que se disponen en *offlap* y *onlap*

similares por encima y por debajo a la discordancia. El ángulo del abanico de las capas en cada discordancia varía entre 5° y 10°.

El Monoclinal de Almazán está caracterizado en su zona central (secciones sísmicas A80-07, A80-12 y A80-13, Fig. 4.14) por presentar las unidades terciarias más antiguas buzamientos de aproximadamente 30° y las unidades más altas disponerse horizontales. El cambio en el buzamiento y espesor afecta a las unidades terciarias A2, A3 y A4 excepto a las superiores (Neógeno horizontal), que se disponen horizontales tanto en las secciones sísmicas como en los afloramientos. Este monoclinal rotacional desaparece contra un *kink-band* con capas que buzan homogéneamente. En la zona inferior de las secciones A80-07 y A80-12 (en el Mesozoico y en las unidades A1 y A2 del Terciario) las superficies axiales que limitan el *kink-band* son paralelas, lo que indica que el depósito de A1 y A2 es anterior a la formación del *kink-band* (Suppe et al., 1992). En A3 y A4 la superficie axial más al norte es vertical, indicando una propagación de los *kink-band*. El Neógeno horizontal descansa discordante sobre A4.

Cuando el mecanismo de plegamiento principal es la migración de *kink-bands*, las relaciones geométricas están controladas por la migración de superficies axiales y no pueden ser directamente correlacionadas con cambios en la actividad tectónica. Los límites de UTS bajo estas condiciones no representan los máximos de la relación aporte de sedimentos/subsidencia, como sucede con el plegamiento rotacional. Por ejemplo, durante el depósito de A3, el *onlap/offlap* en la base de la unidad, y el *offlap* (o contacto erosional) en la parte alta de la unidad, con el subsiguiente *onlap* basal de la unidad A4, es indicativo de que las condiciones cambiaron de una relación levantamiento/sedimentación (U/S) más bajo que 1 (geometría *overlap*, Poblet et al., 1997; Storti y Poblet, 1997) a un período con una relación U/S mayor de 1 (*offlap* erosional/geometría erosional con *onlap* de la subsiguiente unidad). Las variaciones en la geometría de los depósitos que suceden a techo de algunas unidades tectosedimentarias (especialmente entre la unidad A4 y los depósitos neógenos horizontales), antes del *onlap* de la subsiguiente UTS son testimonio de períodos en los que la relación U/S es mayor de 1 al final del depósito de las unidades tectosedimentarias.

Las unidades tectosedimentarias A1 a A4 definidas en este trabajo a partir de las observaciones realizadas en los perfiles sísmicos coinciden aproximadamente con las unidades tectosedimentarias, de edad Paleógeno-Mioceno Inferior, definidas por varios autores en la Cuenca de Almazán

(Armenteros *et al.*, 1989; Carballeira y Pol, 1989; Bond, 1996). La evolución vertical de cada unidad tectosedimentaria es una secuencia granodecreciente-granocreciente (Fig. 4.26), excepto para la unidad A4 (sólo decreciente). La datación de las unidades tectosedimentarias (y la deformación sinsedimentaria) no es fácil, ya que muchas rocas paleógenas son depósitos aluviales groseros. Sólo A1 y A4 han sido datadas con micromamíferos (Fig. 4.26) como de edad Eoceno medio/superior (Headoniense) y Oligoceno superior/Mioceno inferior (Ageniense) respectivamente (Guisado *et al.*, 1988; Armenteros *et al.*, 1989; Armenteros, 1994; Cuesta y Jiménez, 1994). El máximo de deformación está situado en ese intervalo de tiempo. La media de sedimentación durante este período es de 10-30 centímetros cada 1000 años (sin considerar el efecto de la compactación), comparable con el obtenido en el Surco Riojano (Fig. 4.26), localizado al norte, en el bloque inferior del Cabalgamiento de Cameros (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997). Desde el Mioceno medio, la relación de la sedimentación y la actividad tectónica disminuye, y sólo se forman pequeñas fracturas y fallas. Las principales estructuras contemporáneas con el depósito de los materiales terciarios fueron los monoclinales de Almazán y Arcos en el borde sur de la cuenca, y el Monoclinial de Gómara en el borde norte (Fig. 4.27).

4. EVOLUCIÓN DE LA CUENCA DE ALMAZÁN A PARTIR DE LOS DATOS MACROESTRUCTURALES

La Cuenca de Almazán era un área de muy baja subsidencia durante el estadio extensional Mesozoico si se compara con las cuencas situadas en sus proximidades al este de Iberia. Probablemente no emergió por encima del nivel de depósito durante este período, excepto en algunos intervalos temporales en el Cretácico inferior, cuando los abanicos aluviales procedían del margen sur de la Cuenca de Cameros (Clemente y Pérez-Arlucea, 1993). Durante el resto del Mesozoico, las facies terrígenas y marinas son similares en los diferentes márgenes de la Cuenca de Almazán y muy posiblemente no constituyó un macizo elevado. El relleno general tuvo lugar sólo durante el Albiense-Cretácico superior, coincidiendo con la máxima extensión de estas facies en la parte este de Iberia. Al sur (Rama Castellana), y al norte (Cuenca de Cameros) se desarrollaron importantes cuencas sedimentarias durante el Triásico-Jurásico y Jurásico-Cretácico inferior, respectivamente.

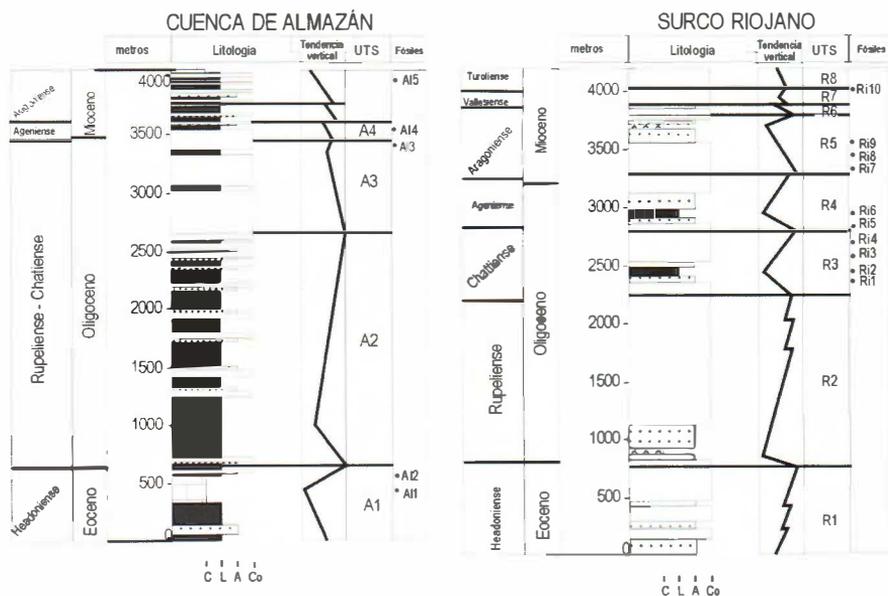


Figura 4.26. Perfil estratigráfico sintético del Paleógeno del borde septentrional de la Cuenca de Almazán y del Surco Riojano, mostrando la evolución vertical de las unidades tectosedimentarias. Litología: C: calizas lacustres; L: lutitas; A: arenas; Co: conglomerados. Yacimientos de micromamíferos: Al1: Mazaterón; Al2: Deza; Al3: Cetina; Al4: Ariza; Al5: Radona en la Cuenca de Almazán (Guisado et al., 1988; Armenteros et al., 1989; Armenteros, 1994; Cuesta y Jiménez, 1994), y Ri1: Bergasa; Ri2: Autol-Valhondo; Ri3: Quel; Ri4: Carretil; Ri5: Islallana; Ri6: Fuenmayor; Ri7: Los Agudos; Ri8: Badarán; Ri9: Cellórgo (Santafé et al., 1982; Cuenca, 1983, 1985; Martínez-Salanova, 1987; Alvarez-Sierra, 1987; Alvarez-Sierra et al., 1987; Agustí et al., 1988; Lacomba y Martínez-Salanova, 1988; Cuenca et al., 1992; y Muñoz, 1992).

El *graben* Triásico estuvo limitado principalmente por fallas normales de basamento con buzamientos predominantes hacia el norte (Arche y López-Gómez, 1996). La profundidad del despegue triásico es difícil de precisar. Arche y López-Gómez (1996) proponen un despegue superficial asociado con fallas normales lítricas. Las fallas del Jurásico superior-Cretácico inferior probablemente despegan, de acuerdo con la reconstrucción geométrica, en un nivel medio-cortical entre 10 y 15 kilómetros de profundidad (Casas-Sainz, 1993; Guimerà et al., 1995; Casas y Gil, 1988). Las principales diferencias de la extensión del Triásico y del Cretácico inferior en el Macizo de Cameros, la Rama Aragonesa y Rama Castellana, que apuntan hacia una mayor profundidad de la superficie de despegue de las fallas triásicas, son: i) la existencia de magmatismo alcalino de origen mantélico durante el Triásico y ii) la diferente configuración geométrica del *graben*, más estrecho y con cambios más rápidos entre áreas de depósito y no-depósito durante el Triásico (Sopeña et al., 1983; Van Wees et al., 1998).

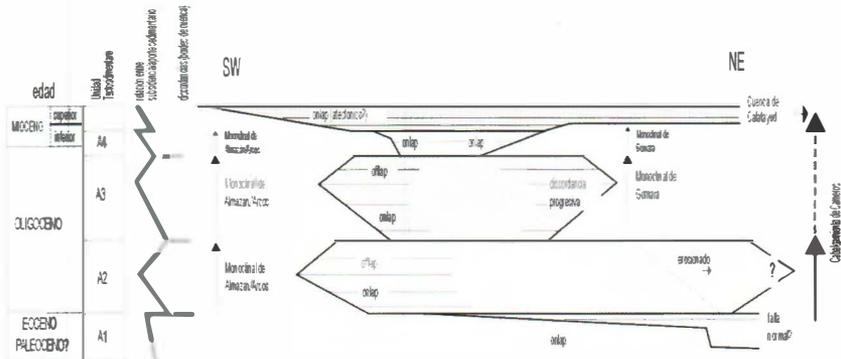


Figura 4.27. Actividad de las principales estructuras observadas en la Cuenca de Almazán, en ambos bordes, determinada a partir de sus relaciones con las unidades tectosedimentarias definidas.

El adelgazamiento medio de la corteza continental durante el Mesozoico en áreas de cuenca dentro de la Cadena Ibérica puede ser estimado, teniendo en cuenta el espesor y asumiendo un modelo de cizalla pura (Salas y Casas, 1993), en $\beta = 1,31$, que concuerda con la tasa de extensión obtenida para la Cuenca de Cameros (Casas y Gil, 1998). El cálculo del espesor de la corteza mesozoica es especulativo, porque el espesor inicial post-hercínico, no es conocido. Salas y Casas (1993), suponiendo un espesor de corteza post-hercínica de 32 kilómetros, proponen un espesor entre 22 kilómetros en el depocentro de cuenca y de 27-30 kilómetros en los márgenes, al final del Mesozoico.

Durante el Terciario, con una dirección de acortamiento predominante NNE-SSO (Guimerà y Alvaro, 1990; Casas-Sainz y Maestro-González, 1996), la polaridad sedimentaria y las cuencas mesozoicas se invierten, convirtiéndose en áreas fuente elevadas con respecto a la Cuenca de Almazán. Tipos de inversión similares se encuentran en áreas adyacentes a las cadenas orogénicas, donde bloques de basamento fueron individualizados por fallas normales durante la extensión (De Graciansky *et al.*, 1989; Hayward y Graham, 1989). La principal estructura desarrollada durante este estadio fue el Cabalgamiento de Cameros, sobre el antepaís del Surco Riojano, localizado al norte (Figs. 4.28 y 4.29). Dentro de la Cuenca de Almazán tiene lugar la sedimentación sin-inversión.

En el corte a escala cortical presentado (Fig. 4.30) consideramos la posibilidad de que el cabalgamiento neoforzado atravesase la totalidad de la corteza continental (hipótesis propuesta por Salas y Casas, 1993), la discontinuidad de Mohorovicic (Moho) actúa de despegue, tal y como ha sido

interpretado con anterioridad en el levantamiento de cadenas montañosas en el frente de los orógenos en otra áreas (Cook y Varsek, 1994). Puesto que no existen perfiles sísmicos de profundidad que alcancen la Moho, la profundidad de esta discontinuidad solamente puede ser determinada

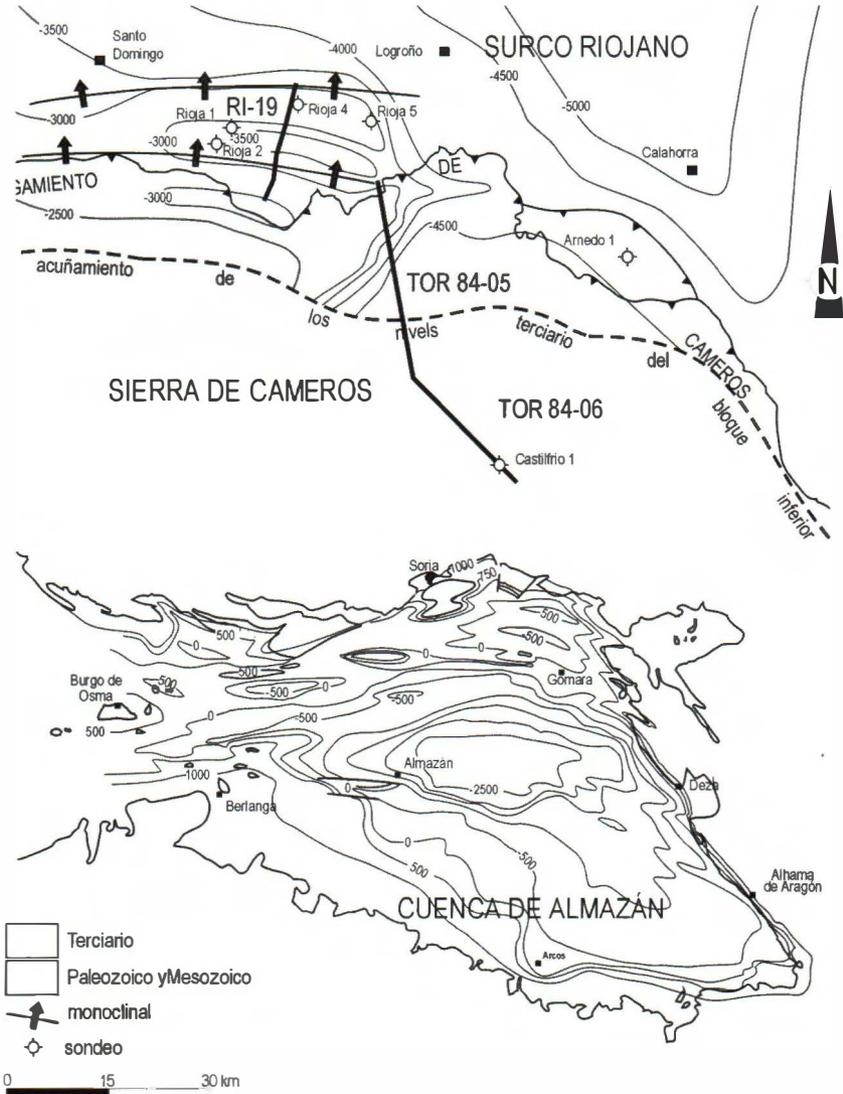


Figura 4.28 Mapa de contornos mostrando la profundidad de la base del terciario en el Surco Riojano y en la Cuenca de Almazán (mapa de contornos del Surco Riojano posterior a Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997).

mediante datos gravimétricos (Salas y Casas, 1993), correlacionables con datos de refracción sísmica del este de la Cadena Ibérica (Zeyen et al., 1985).

Las facies y las distribuciones de espesores de la primera unidad tectono-sedimentaria, A1, (ver la Fig. 2.28) indican que tanto el centro de la cuenca (localizado por la aparición de calizas lacustres y yesos) como el depocentro de la misma, estaban al noreste del borde de la actual Cuenca de Almazán (o desplazado hacia el norte). El ambiente tectónico de A1 no es fácil de determinar, ya que no hay discordancias progresivas o sin-tectónicas con las cuales definir su relación con el plegamiento de los bor-

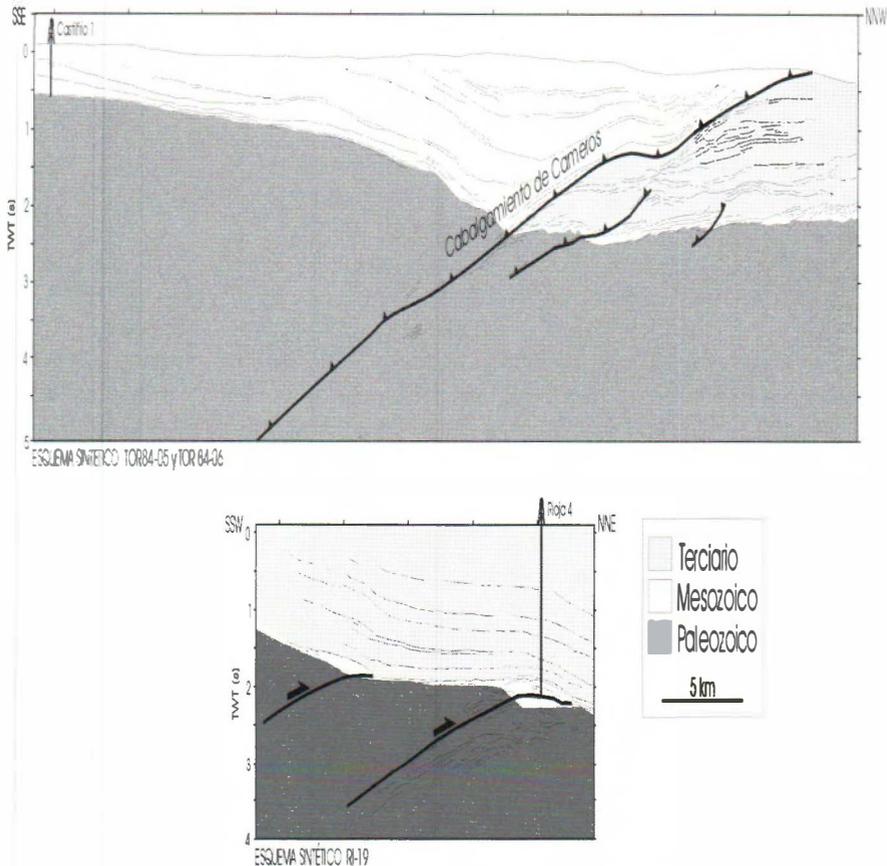


Figura 4.29. Estructura del Cabalgamiento de Cameros y del Surco Riojano. La localización de los cortes geológicos se muestra en la figura 4.28.

des de la cuenca. Algunas fallas normales basculadas en el borde norte están asociadas con cambios de espesor de esta unidad. Estas fallas normales también se observan a escala de afloramiento afectando al Cretácico superior y a la unidad A1. Estas observaciones parecen indicar un régimen extensional en la Cuenca de Almazán durante el depósito de A1, probablemente relacionado con la flexura cortical de la litosfera Ibérica durante el emplazamiento de los cabalgamientos pirenaicos (en torno a 150 kilómetros al norte de la Cuenca de Almazán) durante el Eoceno inferior-medio.

Los afloramientos de la segunda unidad tectosedimentaria, A2, en el borde norte de la cuenca muestran facies distales (ver Fig. 2.26), el depocentro se encuentra también cerca del borde norte de la cuenca, y las discordancias progresivas sólo se encuentran en el borde sur, sobre el Monoclinal de Almazán. Para las unidades A3 y A4 la situación es completamente diferente, ya que el depocentro de las dos unidades coincide con el centro de la cuenca en la actualidad (Fig. 2.22), y las facies proximales se encuentran hoy en día en el borde norte de la cuenca. Tanto en los límites norte y sur de la cuenca, las dos unidades muestran discordancias progresivas y sintectónicas, que indican que estas unidades probablemente no se extendieron mucho más allá de su límite norte de afloramiento en la actualidad. La migración hacia el sur del depocentro de la cuenca y la erosión del sector norte de las unidades más antiguas del Oligoceno al Mioceno, concuerda con la hipótesis de considerar la cuenca de Almazán como una cuenca de *piggy-back* a escala cortical del cabalgamiento de Cameros (Guimerà *et al.*, 1995). La profundidad a la que se encuentra la base del Terciario, 1500 a 2000 metros más profundo en el Surco Riojano que en la Cuenca de Almazán (ver Fig. 4.28), también corrobora esta hipótesis.

La comparación entre la edad, espesor y la evolución tectosedimentaria de las unidades del Surco Riojano y la Cuenca de Almazán (ver Figs. 4.26 y 4.28) está de acuerdo con un desarrollo simultáneo del antepaís (Surco Riojano) y la cuenca de *piggy-back* (Cuenca de Almazán) en el Cabalgamiento de Cameros. El principal período de deformación se sitúa, en ambas cuencas, entre el Eoceno superior y el Mioceno inferior, y las discordancias que limitan las unidades A4-R4 pueden ser correlacionadas en ambas cuencas. La principal diferencia es el mayor espesor de las series del Neógeno (Aragoniense-Turolense) en el Surco Riojano, favorecido por la actividad del frente cabalgante de Cameros hasta el Vallesiense (Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997). La erosión de las discordancias sintectóni-

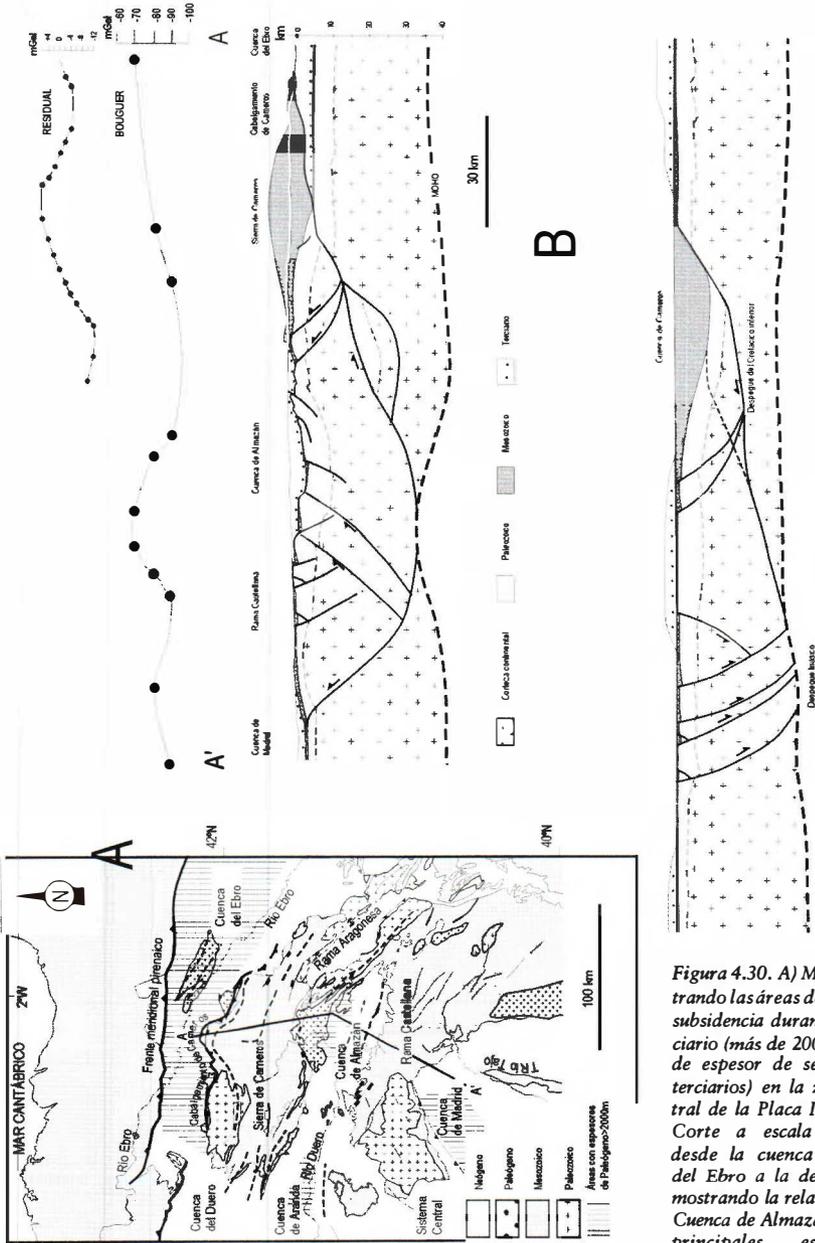


Figura 4.30. A) Mapa mostrando las áreas de máxima subsidencia durante el Terciario (más de 2000 metros de espesor de sedimentos terciarios) en la zona central de la Placa Ibérica B) Corte a escala cortical desde la cuenca terciaria del Ebro a la de Madrid, mostrando la relación de la cuenca de Almazán con las principales estructuras localizadas al norte y sur.

La anomalía de Bouguer regional (que refleja la estructura profunda de la corteza) fue obtenida a partir de los mapas gravimétricos de Salas y Casas (1993) y la anomalía residual (de carácter superficial, es decir, sólo establece la estructura cortical situada a < 20 kilómetros) de Rivero et al. (1996).

cas entre A3 y A4 en el borde norte de la Cuenca de Almazán puede ser atribuida a esos últimos movimientos.

El desplazamiento hacia el norte (unos 25 kilómetros) del bloque de Cameros sobre la Cuenca del Ebro (junto con el acortamiento asociado al cabalgamiento hacia el sur y el plegamiento en el margen norte de la Cuenca de Almazán) implica también un transporte hacia el norte de la Cuenca de Almazán durante su desarrollo (Fig. 4.30B). El desplazamiento máximo tiene lugar durante el depósito de A2 y A3, en el Eoceno superior-Oligoceno superior (unidades R1 a R3, en el Surco Riojano, Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997), que concuerda con la localización de los depocentros de las unidades A1 y A2. El desplazamiento durante el depósito de la unidad A3 sería mucho más pequeño, pero suficiente para erosionar el margen de la cuenca con su discordancia sintectónica asociada (por encima de la topografía actual).

De acuerdo con la reconstrucción geométrica realizada en este trabajo (Fig. 4.30B), la cuenca terciaria de *piggy-back* se localiza 20 kilómetros por encima de una rampa de suave buzamiento. Las variaciones en el buzamiento de este cabalgamiento pueden estar relacionadas con la reutilización de algunos segmentos de las fallas normales mesozoicas. Debido a que las trayectorias de las fallas normales mesozoicas que limitan la Cuenca de Cameros y el cabalgamiento terciario son diferentes (Fig. 4.30B), debería quedar bajo el plano de cabalgamiento principal un bloque de corteza media, individualizado por fallas, que se localizaría debajo de la Cuenca de Almazán y el Macizo de Cameros. La existencia de tal bloque concuerda con un mínimo elongado de dirección E-O (-12 a -14 mGal) que se observa en el mapa gravimétrico residual de la zona de Cameros (Rivero *et al.*, 1996, Fig. 4.30B).

El desplazamiento hacia el norte del bloque levantado a lo largo de la rampa del Cabalgamiento de Cameros sería el responsable de la migración del depocentro de la cuenca terciaria y de la erosión de los márgenes septentrionales de las unidades A1 y A2. Guimerà *et al.* (1995) proponen un modelo de plegamiento de acomodación en la parte norte de la Cuenca de Almazán sobre una rampa de bloque inferior que buza unos 25°S y se localiza entre 12-15 kilómetros de profundidad. Sin embargo, sólo un pequeño sector del borde norte de la cuenca (el Monoclinal de Gómara, que presenta una continuidad de unos 20 kilómetros) muestra una geometría que concuerda con ese posible pliegue de acomodación, y además está probablemente vinculado a la reactivación de pliegues hercínicos. Los plie-

gues neo-formados, la reactivación de pliegues y cabalgamientos paleozoicos en el bloque superior del cabalgamiento de Cameros en el actual borde de la Cuenca de Almazán parecen haber jugado un papel importante durante la compresión terciaria.

DETERMINACIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS TERCIARIO

5

El objeto que se ha perseguido en la elaboración de este capítulo es el de reconstruir el campo o campos de esfuerzos existentes en la Cuenca de Almazán durante la tectogénesis alpina, y durante épocas más recientes. El primer paso para ello es inferir, mediante los métodos de análisis estructural frágil, los estados de esfuerzos en estaciones de toma de datos repartidas en los materiales terciarios, así como en los materiales mesozoicos de los bordes de la cuenca. Además, se determinan las relaciones cronológicas de los esfuerzos que dieron lugar a la formación de las estructuras frágiles, su carácter primario o secundario y qué accidentes han sido la causa de sus desviaciones.

1. INTRODUCCIÓN AL ANÁLISIS DE LAS ESTRUCTURAS FRÁGILES

A partir de los modelos que relacionan los estados de esfuerzos con los sistemas de fracturas y discontinuidades naturales, se dispone de una serie de métodos que permiten, a partir de las observaciones de las estructuras frágiles, inferir los estados de esfuerzo responsables de su génesis. Esto es lo que se conoce como análisis dinámico de la deformación.

Las estructuras frágiles pueden clasificarse en cuatro categorías, según el tipo de desplazamiento relativo que se advierta entre los bloques que quedan a un lado y otro de las mismas.

1) **DIACLASAS**, si no existe movimiento relativo entre los bloques. Se ha de tener en consideración la dirección, buzamiento, sentido de buzamiento de los planos de diaclasa, así como el estilo arquitectónico, la relación de corte entre planos de distintas familias, y la existencia de estructuras plumosas o escalones en los planos.

2) **GRIETAS DE EXTENSIÓN**, si los bloques se separan. Cuando en ellas se observan crecimientos fibrosos de calcita subperpendiculares, se ha medido la dirección, buzamiento y sentido del buzamiento de los planos.

3) JUNTAS ESTILOLÍTICAS, si los bloques se aproximan. Un caso especial es la formación de picos estilolíticos y acanaladuras en las superficies de cantos carbonatados en conglomerados, generadas también por presiones dirigidas. Están caracterizadas por la dirección, inmersión y sentido de la misma y su geometría.

4) FALLAS, si los bloques deslizan uno sobre otro. Se caracterizan por seis parámetros: dirección del plano, buzamiento, sentido de buzamiento, cabeceo de la estría, sentido del cabeceo y sentido del movimiento.

El que aparezca uno u otro de estos tipos de mesoestructuras depende de la magnitud de los esfuerzos, del tipo de roca y de la orientación del plano de discontinuidad respecto a los ejes del elipsoide de esfuerzos (Fig. 5.1). Si, tras producirse la rotura, la intensidad de los esfuerzos decrece y no se produce desplazamiento en las discontinuidades formadas, estas permanecen como diaclasas. Si, por el contrario, los esfuerzos se mantienen, o bien actúan esfuerzos de suficiente magnitud sobre discontinuidades preexistentes, éstas evolucionan a juntas estilolíticas, juntas de extensión o fallas. Si en la representación del círculo de Mohr, el punto correspondiente a dicho plano de fracturación se sitúa dentro del campo de esfuerzos normales negativos, será una junta de extensión. Si no se sitúa por encima de la línea de resistencia intrínseca, pero soporta un esfuerzo normal positivo elevado, y la roca es suficientemente soluble, aparecerá una junta estilolítica. Si lo hace por encima de la línea de resistencia intrínseca de la discontinuidad o de la roca, dentro del campo de esfuerzos normales positivos, se reactiva como falla.

1.1. METODOLOGÍA DEL ANÁLISIS DE DIACLASAS

Las diaclasas se han definido clásicamente como fracturas sin desplazamiento relativo de las partes separadas. Desde principio de los años ochenta existe una tendencia a interpretar aquellas que muestran patrones de orientación sistemáticas a escala regional como producto de campos de esfuerzos tectónicos (Engelder y Geiser, 1980; Holts y Foote, 1981; Engelder, 1982, 1985; Bevan y Hancock, 1986). Así, a partir de

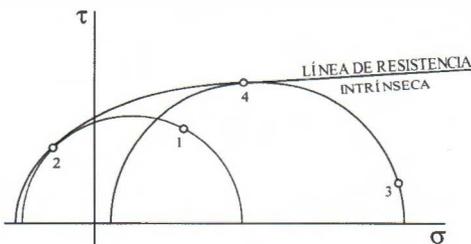
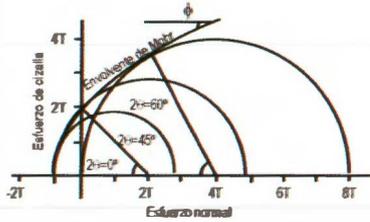
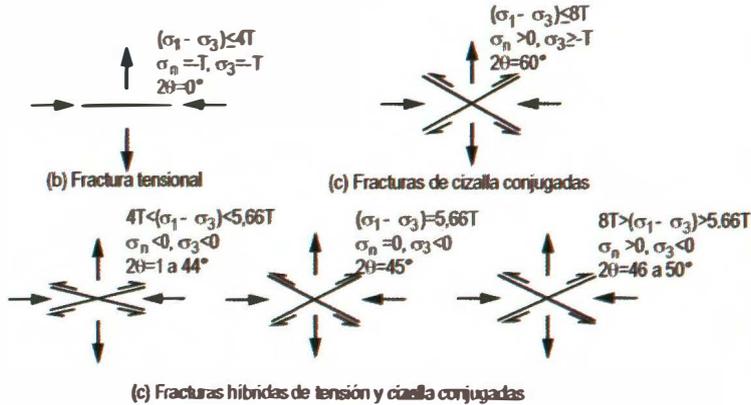


Figura 5.1. Situación en el círculo de Mohr de las distintas estructuras frágiles analizadas en este trabajo: 1) Diaclasas; 2) Grietas de extensión; 3) Juntas estilolíticas; 4) Fallas.

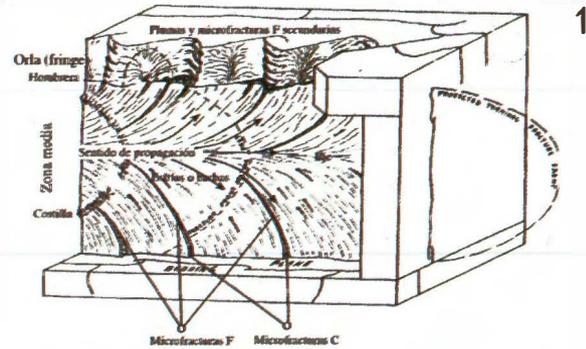
A



(a) Diagrama de Mohr-Coulomb



B



1

2

Adolfo Maestro González

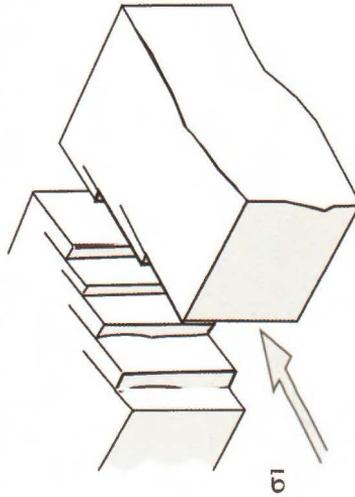
Figura 5.2. (A) Valores de $\sigma_1 - \sigma_3$ necesarios para formar los diferentes tipos de diaclasas en función de T (resistencia tensional de la roca). Tomada de Dunne y Hancock (1994). (B) (1) Marcas plumosas y sus componentes típicas (modificado de Kulander et al., 1979) extraída de Arlegui (1996). (2) Fotografía de marca plumosa observada en la estación 58.



B



A



2

Figura 5.3. (A) (1) Fotografía de fracturas en échelon asociadas a un plano de diaclasa (Estación 53). (2) Bloque diagrama de la disposición de las superficies de diaclasa con escalones. (B) Joint spectrum de la Estación 54.

que Hancock (1985) utilice éstas en zonas que no presentan otras estructuras tectónicas para poder inferir el campo de paleoefuerzos, se comienzan a suceder estudios con este fin (Stauffer y Gendzwill, 1987; Liotta, 1990; Bergerat *et al.*, 1991; Hancock *et al.*, 1984; Hancock y Endelger, 1989). En España es a finales de los años ochenta cuando se comienzan a estudiar las diaclasas regionalmente, fundamentalmente en la Cordillera Ibérica y Cuenca del Ebro (Simón, 1989b; Hancock y Engelder, 1989; Hancock, 1991; Arlegui y Hancock, 1991; Arlegui, 1992a y b; Arlegui y Simón, 1993; Arlegui, 1996), existiendo también algún trabajo en la Cordillera Bética (Galindo y González, 1990).

Una de las primeras propuestas para el estudio de las diaclasas dentro de un contexto tectónico, en el que se pretendía identificar y correlacionar las familias de diaclasas dentro de una investigación regional es la de los elementos de estilo o "*style elements*" (Wheeler y Stubbs, 1979). La idea básica es el establecimiento de una serie de criterios que sirvan para definir cada familia de diaclasas: orientación, dimensiones y geometría de las diaclasas, carácter de la roca e intensidad de la fracturación. De este modo se pretendía desarrollar un método que pudiera combinarse con el tratamiento estadístico de los datos, para que los resultados que se obtuvieran fueran objetivos y cuantitativos. Esta metodología resulta, pese a sus objetivos, bastante laboriosa, por lo que Arlegui (1992a) propone que un primer paso a la simplificación del proceso sería la identificación del modelo de fracturación, asimilando su estilo arquitectónico a la forma estilizada de algunas letras: "Y K T I H + y V X A" (Hancock, 1985). Así, el estilo en "Y" se presenta en diaclasas columnares de formación basáltica; la "T" indica dos familias de extensión ortogonales entre sí; la "I" una única familia de diaclasas, perpendiculares por tanto a σ_3 ; los estilos en "y V X A" son característicos de diaclasas de cizalla, donde los planos de fractura forman dos familias conjugadas cuya bisectriz del diedro mínimo coincide con la dirección de σ_1 , o bien una situación intermedia representada por planos híbridos de cizalla y tensión o "*hybrid shear joint*" (Hancock, 1985; Dunne y Hancock, 1994). Para Price y Cosgrove (1990) el análisis mediante el círculo de Mohr del diaclasado revela la existencia de una transición desde términos puramente tensionales hasta fracturas puras de cizalla (con ángulos diedros cercanos a 60° entre pares conjugados), pasando por términos intermedios de pequeño ángulo diedro que serían las fracturas híbridas de tensión y cizalla. La posibilidad de interpretar pares conjugados con pequeño ángulo diedro como pertenecientes a la transición fractura tensional-fractura de cizalla ya fue puesta de manifiesto

por Muehlberger (1961). El ángulo entre las fracturas conjugadas típicas suele estar entre los 60°. Este autor encontró ángulos diedros entre diaclasas conjugadas que iban de 0° a 20°. Dado que el esfuerzo principal debe ser tensional, Muehlberger deduce que las fracturas extensionales deben ser un fenómeno superficial, siendo la profundidad máxima a la que puede aparecer dependiente del tipo de roca. La formación de fracturas con bajo ángulo diedro se deberá a un ligero incremento en el esfuerzo diferencial $\sigma_1 - \sigma_3$, que trasladará el círculo de esfuerzos hacia la derecha (Fig. 5.2A); así, el punto de tangencia del círculo de Mohr y la línea de resistencia intrínseca dejará de ser el punto $\tau=0$ y habrá dos puntos simétricos que corresponderán a sendas fracturas conjugadas de bajo ángulo diedro.

Además, Arlegui (1992a) propone considerar otras características de los planos de diaclasas, contemplados por Wheeler y Stubbs (1979):

a) *La existencia de estructuras plumosas y su morfología.* Es importante, del mismo modo, observar la disposición de la pluma (eje horizontal o vertical en las de tipo “chevron” o “herringbone”) y la disposición de los *F-joints* (“fringe joints” o diaclasas de margen u orla, según la clasificación de Hodgson, 1961) en ambos márgenes (Fig. 5.2B). La mayor parte de los autores (Woodworth, 1896; Hodgson, 1961; Hancock, 1985) asocian las estructuras plumosas a diaclasas de origen tensional, y admiten que la única información que aportan es la concerniente a la propagación de la fractura (el eje de la pluma representa la dirección de propagación y el sentido de apertura de las barbas indican el sentido de la misma). Hancock y Engelder (1989) afirman que la dirección de propagación es normal al eje de esfuerzos σ_3 y paralela a σ_1 o al esfuerzo máximo horizontal (Arlegui, 1996). Según Roberts (1961) y Pollard y Aydin (1988) cada tipo de ornamentación es reflejo de una determinada velocidad y modo de propagación. Algunos interpretan las marcas plumosas como indicios de cizalla (Syme-Gash, 1971; Bergerat *et al.*, 1991), aunque la existencia de diaclasas con estructuras dobles que se abren en sentidos opuestos a partir de un punto central parece contradecir que la forma de la pluma tenga que ver con esa supuesta cizalla (Hodgson, 1961; Pocoví *et al.*, 1992), siendo necesario para su explicación el considerar la existencia de una ligera componente rotacional.

b) *La presencia de “escalones” planos, compuestos por pequeñas fracturas en échelon, análogas a las fracturas de Riedel.* Estos “escalones” son importantes dado que indican que nos encontramos ante fracturas híbridas de tensión y cizalla, que tienen una relación geométrica con los

ejes de esfuerzos distinta de las diaclasas *sensu stricto*. La existencia de escalones puede sugerir en principio un criterio de cizalla, siempre y cuando muestre una total coherencia con el modelo de Riedel. A partir de ellas se puede deducir que la bisectriz del diedro constituido por las dos familias conjugadas, que presentan sentidos de cizalla contrarios, contiene la dirección de σ_1 (Fig. 5.3A).

c) *Los joint spectra*. Hancock (1986) observó en algunos afloramientos que las diaclasas sistemáticas pueden no pertenecer a una familia bien definida, sino a un *continuum* de direcciones que cortan según una línea vertical (Fig. 5.3B). Estos sistemas son interpretados como abanicos compuestos por diaclasas tensionales puras y diaclasas híbridas de tensión-cizalla de ángulo θ variable. Teóricamente un *joint spectrum* podría presentar un ángulo de hasta 60° e incluir como términos extremos fracturas de cizallas puras. Sin embargo, las observaciones de Dunne y Hancock (1994) y Arlegui (1996) indican que esta circunstancia prácticamente no se da, y los ángulos 2θ máximos raramente alcanzan los 45° . Para la génesis de estas estructuras Hancock *et al.* (1987), de acuerdo con las ideas de Engelder (1985), señala que según el momento de generación de fracturas dentro del ciclo tectónico es lógico esperar ciertas variaciones en el valor de los esfuerzos principales. Estas variaciones modificarían el tamaño del círculo de Mohr y, junto con variaciones en la presión de fluidos, harían que los puntos de tangencia del círculo y la línea de resistencia intrínseca de la roca fueran diversos. Se formarían así planos híbridos de tensión-cizalla con diferentes ángulos θ que darían el *continuum* de direcciones.

d) Por último, *las relaciones entre los planos de diferentes familias*, que determinan la pertenencia del sistema a una u otra de las categorías definidas por su estilo arquitectónico y su cronología relativa.

Currie y Reick (1977) y Wise y McCrory (1982) proponen para el tratamiento de los datos la utilización de histogramas suavizados con el objeto de eliminar el ruido estadístico introducido por el muestreo. Arlegui (1992a), aplicando las técnicas propuestas por estos autores, determina que, desde el punto de vista de la conservación de los parámetros estadísticos de la población, se deben tomar un mínimo de 35 datos por estación. Aunque, para contar con un mayor margen de seguridad, Arlegui y Simón (1993) consideran que es adecuado un número mínimo de 50 datos. Este número mínimo posibilita la caracterización de cada familia en cada afloramiento, aunque cuando el patrón de fracturación es claro el número de datos puede ser inferior.

1.2. ANÁLISIS DE PICOS ESTILOLÍTICOS Y GRIETAS DE EXTENSIÓN

Aunque en el resto de los apartados que componen este capítulo se describirán las distintas estructuras tectónicas que se han utilizado para la determinación de paleoesfuerzos de un modo individualizado, hemos creído conveniente agrupar la información que aporta el análisis de los picos estilolíticos y las grietas de extensión en un mismo apartado, ya que muy frecuentemente aparecen asociados, debido a que ambas pueden responder en realidad a dos aspectos complementarios de un mismo proceso.

Los estilolitos o picos de disolución por presiones dirigidas en calizas han servido en algunos casos como guía a la hora de interpretar los resultados del análisis de fallas, o como único indicador de direcciones de esfuerzos en los puntos carentes de otras mesoestructuras. Arthaud y Mattauer (1969) demostraron el origen tectónico de la mayoría de los estilolitos frente al pensamiento clásico de atribuirlos únicamente a procesos diagenéticos. El análisis de los estilolitos por sí mismos y en relación con otras estructuras ha revelado que los picos son paralelos al esfuerzo principal máximo (σ_1), aunque puede existir un cono de dispersión, que es función del ángulo de rozamiento interno de la roca, en torno a la dirección de dicho eje de esfuerzo. Por lo tanto, la representación de las orientaciones de los picos estilolíticos en una proyección estereográfica equiareal permite identificar dónde se concentran las medidas, el eje σ_1 .

Las grietas de extensión son discontinuidades cuyos labios se han separado (Arthaud y Choukroune, 1972) y normalmente se rellenan por calcita o cuarzo. Cuando el relleno es fibroso, las fibras indican la dirección de σ_3 , que no ha de ser necesariamente perpendicular al borde de las juntas. Por ello hay que tener mucho cuidado a la hora de determinar las direcciones de extensión a partir de estas mesoestructuras. También pueden observarse las fibras de calcita oblicuas a las grietas cuando a lo largo de estas se ha dado una componente de cizalla. En el caso de zonas de cizalla semifrágil, las juntas de extensión no se disponen aisladamente, sino que muestran una geometría en relevo (Ramsay, 1967; Roering, 1968; Hancock, 1972; Robert, 1976; Bless, 1981).

1.3. ANÁLISIS DE CANTOS IMPRESOS

A las estriaciones e impresiones estilolíticas desarrolladas en los cantos de los conglomerados se les atribuye un origen tectónico debido a compresiones dirigidas. Su estudio sistemático ha realizado su valor en la

determinación de direcciones de esfuerzos (Estévez *et al.*, 1976; Campredon, 1977; Estévez y Sanz de Galdeano, 1980; Sanz de Galdeano y Estévez, 1981; Estévez y Sanz de Galdeano, 1983; Petit *et al.*, 1985; Giner, 1993; Rodríguez Pascua, 1993).

También se han realizado estudios sobre la distribución de los esfuerzos en la superficie de los cantos situados dentro de una matriz sometida a compresión y de las distribuciones de los esfuerzos en la propia matriz que rodea a un canto (Hoeppener, 1964; Jaerger, 1969; Durney, 1972; Strömgarð, 1973; Ramberg, 1975; Hossain, 1978; Gratier, 1979; Hoeppener *et al.*, 1983; Schrader, 1988; Ramsay y Huber, 1983).

Estévez *et al.* (1976) enumera varios factores que intervienen en la formación de estrías y picos estilolíticos en la superficie de los cantos:

a) *La litología*, tanto del canto como de la matriz, que debe implicar una solubilidad diferencial entre los diversos componentes del conglomerado, así como un suficiente contraste de viscosidades.

b) *La relación de tamaños* entre elementos gruesos y finos y el grado de penetración entre unos y otros, que condicionan la abundancia de estrías y estilolitos.

c) *La presencia de agua intersticial* bajo una suficiente presión confinante en capas de conglomerados permiten la disolución diferencial en los puntos de contacto entre granos y facilitan el deslizamiento entre los mismos.

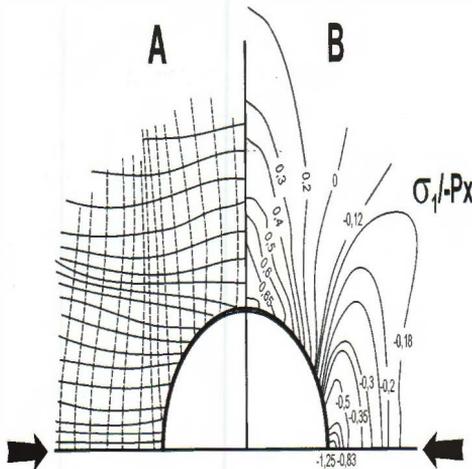


Figura 5.4. (A) Trayectorias de los esfuerzos principales σ_1 y σ_3 alrededor de un inclusión rígida circular bajo compresión uniaxial P_x . (B) Dimensión de máximo esfuerzo principal alrededor de una inclusión bajo compresión uniaxial P_x . (según Sanz de Galdeano y Estévez, 1981).

La distribución e intensidad de los esfuerzos en la superficie del canto se puede deducir de las fórmulas de Stromgard (1973) y Hossain (1978), donde se demuestra que las trayectorias del esfuerzo principal (σ_1) se sitúan subparalelas a la dirección regional de máxima com-

presión. Esto da lugar, por lo tanto, a que en la superficie del canto aparezcan dos polos, uno en la que la intensidad de σ_1 es máxima, que coincide con la dirección regional de compresión, y otro que se sitúa en posición ecuatorial, donde los esfuerzos pueden incluso hacerse tensionales (Fig. 5.4).

En los sectores donde σ_1 es perpendicular a la superficie, los granos de cuarzo y otros insolubles penetran en los cantos calizos y dan disoluciones de tipo estilolítico. Conforme nos separamos de los polos, la trayectoria de σ_1 se hace tangente a la superficie y como consecuencia los granos de la matriz tienden a resbalar sobre ella, produciendo disolución bajo presión y desgaste mecánico, con aparición de estrías que se dispondrán de modo centrífugo a partir de los polos, ya que el sentido del desplazamiento sobre el canto viene determinado por gradientes de compresión-tensión.

Sin embargo, tanto las trayectorias de las estrías como las disoluciones estilolíticas pueden complicarse por la superposición en el tiempo y en el espacio de varios campos de esfuerzos. Sanz de Galdeano y Estévez (1981), hacen constar que puede llegar a producirse rotaciones de cantos, pero consideran que si el número de medidas es suficientemente alto el hecho no plantea un problema grave de cara a la interpretación de campos de esfuerzos.

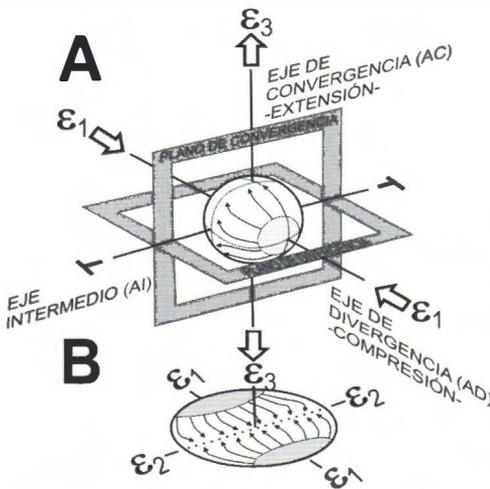


Figura 5.5. (A) Los ejes AD, AC y AI son ortogonales y coinciden con los ejes de deformación $\epsilon_{1,2,3}$. (B) Proyección. (según Schrader, 1988).

Schrader (1988), enfoca el análisis desde el punto de vista de la deformación. Considera que los cantos se comportan como cuerpos rígidos rodeados de un material más dúctil, que al ser sometido a esfuerzos tectónicos genera mesoestructuras de presión-disolución y estrías. Este mismo autor deduce la geometría triaxial del elipsoide de deformación definiendo tres ejes perpendiculares entre sí (Fig. 5.5): el eje de divergencia (AD), paralelo al cual se produce la máxima disolución; el eje de convergencia (AC), en donde la disolución es mínima, y un tercer

eje (AI), denominado eje intermedio, definido por la intersección de dos planos perpendiculares entre sí: el plano de convergencia (PC) que contiene al eje de convergencia y el plano de divergencia (PD) que contiene a eje de divergencia. Cuando los tres ejes son perpendiculares entre si, es decir, presentan la simetría de la cizalla pura, Schrader (1988) lo denomina simetría ortorrómbica o coaxial (Fig. 5.6).

En este caso el eje de divergencia (AD) coincide con ϵ_1 (Z), el eje intermedio (AI) con ϵ_2 (Y) y el eje de convergencia (AC) con ϵ_3 (X). La simetría ortorrómbica ($\epsilon_1 > \epsilon_2 > \epsilon_3$) presenta dos casos especiales. Si el eje intermedio y el convergente son iguales la deformación es debida a compresión uniaxial ($\epsilon_1 > \epsilon_2 = \epsilon_3$). Si el eje divergente y el intermedio son iguales la deformación es causada por una extensión uniaxial ($\epsilon_1 = \epsilon_2 > \epsilon_3$). Como estos ejes coinciden con las direcciones de deformación X, Y y Z, la lineaciones determinadas por el movimiento de las partículas son congruentes con el elipsoide de deformación.

Para medir las orientaciones de las mesoestructuras que aparecen sobre los cantos, Behrens y Wurster (1972) y Behrens (1977) proponen establecer un sistema espacial de coordenadas cuyo origen coincida con el centro de gravedad del canto, midiendo todas las mesoestructuras que

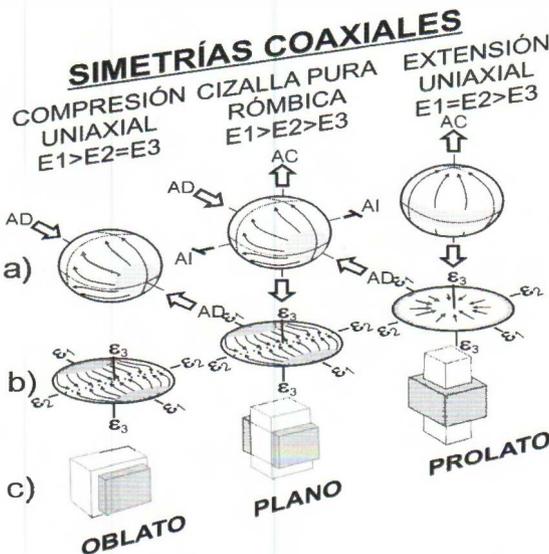


Figura 5.6. Simetría coaxial. a) Lineaciones; b) Proyección; c) Simetría del elipsoide de deformación. (según Schrader, 1988)

aparezcan como lineaciones, orientadas respecto al norte y a un plano horizontal. Schrader (1988) aconseja la proyección esférica para eliminar las diferencias existentes en aquellas lineaciones que son representadas como si fueran paralelas.

En el área de estudio se han encontrado cantos con superficies estilolíticas y estrías en varias de las estaciones analizadas en el borde este de la cuenca (estaciones 67, 69 y 84, ver

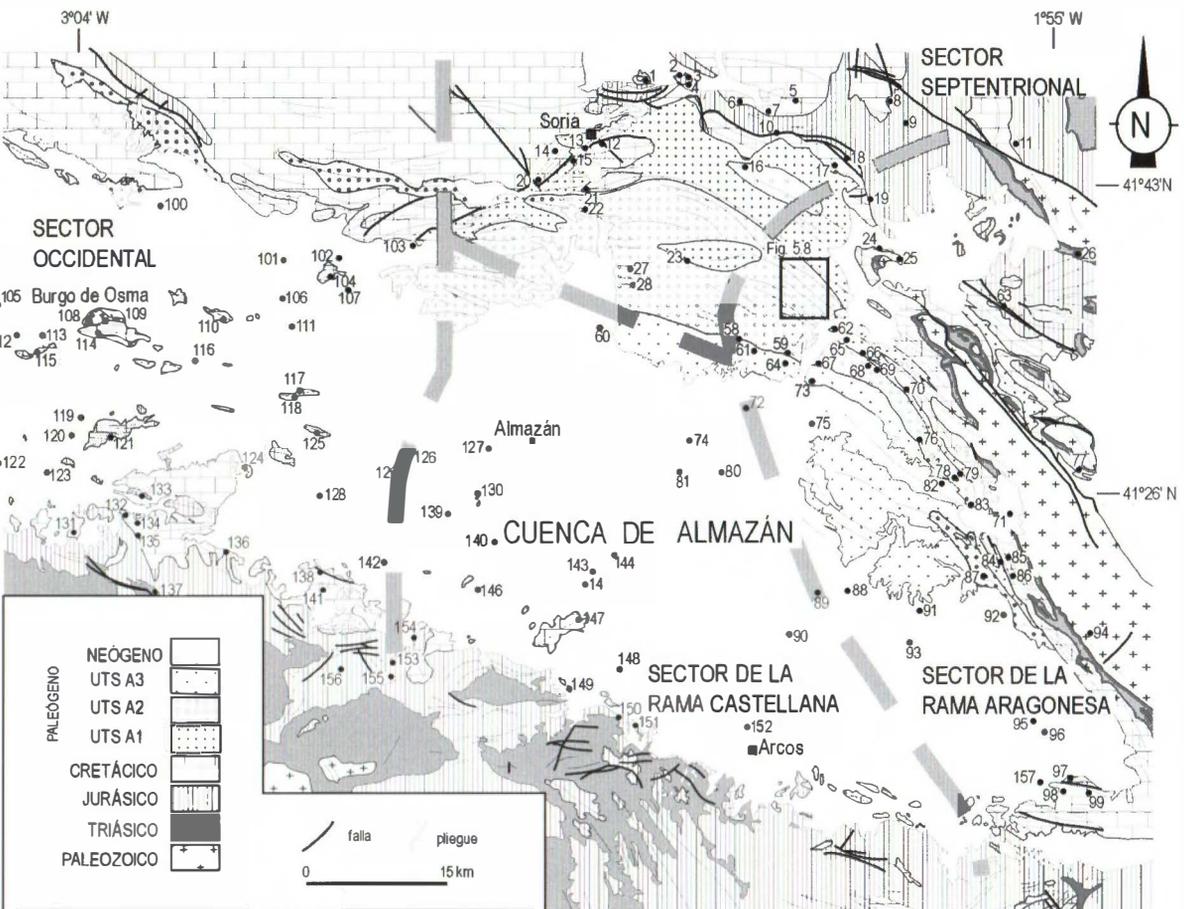


Figura 5.7. Situación de las estaciones de toma de datos mesoestructurales. En la figura se indican también los sectores en que se han dividido la cuenca para realizar la descripción de los resultados obtenidos.

figura 5.7), y en margen noreste (estaciones 37, 38, 41 y 42, ver figura 5.8). En estos cantos el número de impresiones estilolíticas observadas en su superficie es mucho mayor que el de estriaciones. En las estaciones 37 y 38 se ha observado varios casos en donde los cantos presentan indicios de compresión radial, que en términos de deformación, utilizados por Schrader (1988), quedarían clasificados dentro del grupo de simetría coaxial

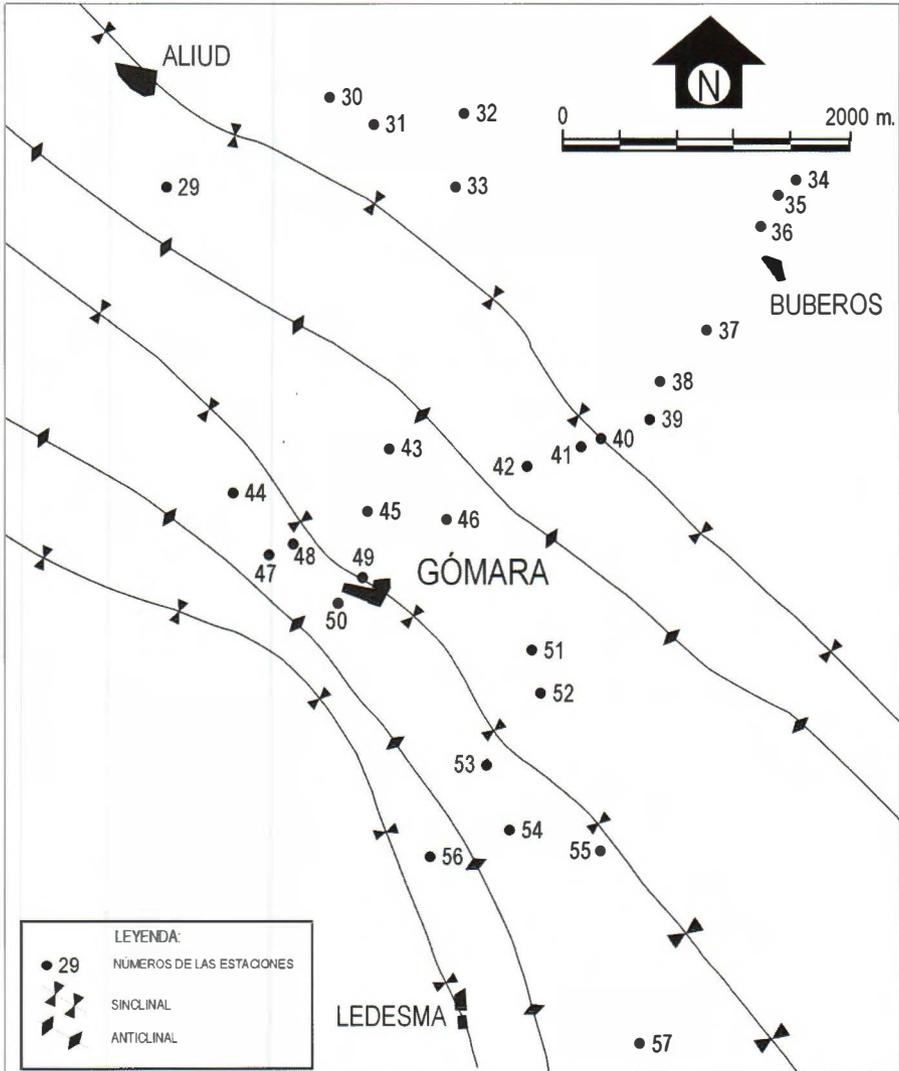


Figura 5.8. Situación de las estaciones localizadas en el entorno de la población de Gómara. Situación en la figura 5.7.

como de extensión uniaxial. Estos cantos presentan picos estilolíticos dispuestos en abanico en su periferia, en los que no se observa indicios de superposición de unos sobre otros, lo que hace suponer la existencia de un campo constrictivo en la horizontal.

1.4. ANÁLISIS DE POBLACIONES DE FALLAS

Una falla es una discontinuidad entre bloques de roca que se han desplazado uno con respecto al otro en dirección paralela a la discontinuidad. La dirección y sentido del movimiento entre ambos bloques quedan reflejados por marcadores cinemáticos descritos por numerosos autores (Mattauer, 1976; Petit *et al.*, 1983; Means, 1987; Petit, 1987).

Se ha de intentar en todas las estaciones medir el máximo número de fallas con el objeto de disminuir el error muestral (De Vicente, 1988), evitando de este modo los condicionantes subjetivos que todo investigador encuentra a la hora de abordar el análisis de un determinado conjunto de datos en una población cualquiera. Estos condicionantes según Calvo (1985) pueden ser:

- a) La elección por parte del investigador de los elementos más fáciles o más a mano.
- b) La elección dirigida por parte del investigador hacia aquellos elementos de mayor representatividad o que se crean más representativos.
- c) La selección de un número concreto de elementos representativos de la población.

De todos modos, tal y como expone Casas Sainz (1990), es bastante corriente el hecho de que las fallas direccionales con sentidos de movimientos opuestos se distribuyan en sitios diferentes, ya que dos familias conjugadas no pueden moverse simultáneamente y cortarse entre sí (Freund, 1974). Por lo que a veces es necesario intentar encontrar esas fallas con sentido de movimiento contrario a las anteriormente encontradas, "violando" en cierta medida la supuesta aleatoriedad de la toma de datos.

Casas Sainz (1990) y Casas *et al.* (1990), proponen la realización de otro tipo de observaciones dentro del proceso de toma de datos, que se encuentran estrechamente relacionadas con los supuestos teóricos de los que parten los modelos dinámicos de fallas. Estas observaciones se ven condicionadas en gran medida por las características del afloramiento. En

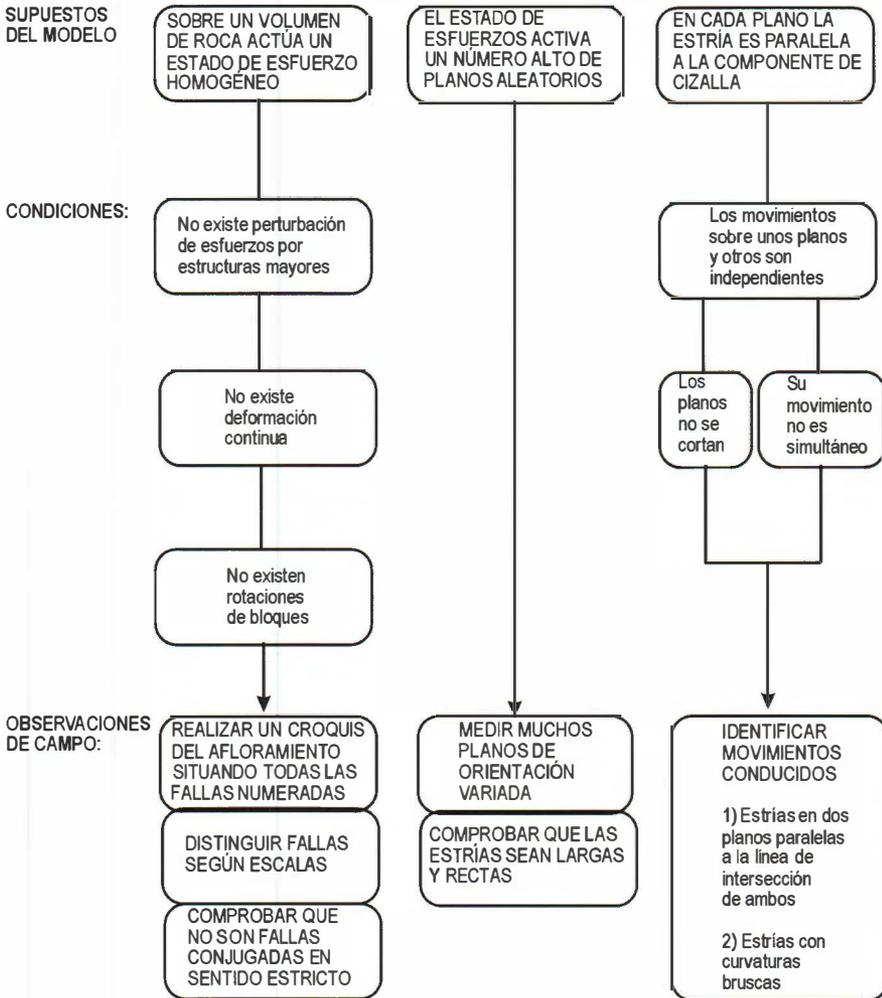


Figura 5.9. Condiciones y supuestos que deben cumplirse para el análisis de fallas mediante los métodos dinámicos (extraído de Casas Sainz, 1990).

el presente estudio este hecho es de gran importancia ya que se ha pretendido localizar el mayor número posible de estaciones en materiales terciarios. Éstos, al presentar una constitución litológica poco adecuada para la generación de indicadores cinemáticos, dificultan en gran medida tanto la toma de datos, cuando existen, como la realización de estas observaciones que a continuación pasamos a enumerar (Fig. 5.9):

1) Observaciones encaminadas a verificar la homogeneidad del estado de esfuerzos que ha actuado sobre el volumen rocoso. Para ello es necesario detectar la presencia de accidentes “mayores” en relación con las estructuras que analizamos, que pueden desviar las trayectorias de los esfuerzos. Se aconseja la elaboración de un croquis del afloramiento sobre el cual se han de colocar las fallas que se han medido numerándolas también sobre el terreno, con el propósito de que puedan ser revisadas, si es necesario, después de analizadas, así como para comprobar las medidas que pudieran ser anómalas. Etchecopar y Mattauer (1988) desaconsejan mezclar en un mismo análisis fallas de distintas escalas, así como fallas tomadas a distancias de escala diferente a las de las propias fallas.

La longitud y rectilinearidad de las estrías también están estrechamente relacionadas con la homogeneidad del campo. Etchecopar (1984) advierte que las estrías curvas sobre un plano de falla corresponden a estados variables en el tiempo.

2) Observaciones para determinar que el campo de esfuerzos activa un alto número de discontinuidades aleatorias ya existentes en la roca. Para ello es necesario comprobar que las fallas medidas no son conjugadas *sensu stricto*, ya que en este caso no es posible calcular la relación R del tensor, porque sobre estas fallas la estriación es perpendicular a σ_2 sea cual sea el valor de R.

3) Observaciones encaminadas a comprobar que en cada plano la estría es paralela al máximo esfuerzo tangencial y no se trata de movimientos conducidos. Para ello, Casas Sainz (1990) propone como criterio identificador la localización de diedros formados por dos mesofracturas con una arista común, en los que las estrías en los dos planos son paralelas entre sí y a la línea de intersección.

Como ya se ha citado anteriormente, hay que tener en cuenta que algunas de las estaciones se encuentran localizadas en materiales detríticos terciarios. Por ello, los indicadores cinemáticos son de baja calidad, debido al factor litológico, que limita en gran medida su génesis. Hemos considerado que la información que proporcionan es importante y por ello las hemos incluido en nuestro análisis a falta de datos mejores.

Existen varios principios distintos en los que basan los métodos de análisis de fallas, correspondientes a otros tantos modelos que tratan de explicar las relaciones entre estas y los esfuerzos. Casas Sainz (1990) establece cuatro categorías:

1. *Modelo de fallas conjugadas* de Anderson (1951), basado en el criterio de fracturación de Coulomb.

2. *Modelos basados en criterios geométricos o cinemáticos simples* acerca de la compatibilidad entre ejes de esfuerzos y movimientos de fallas:

* *Modelo de la "deformación global discontinua"* de Arthaud (1969). Es un método gráfico cuya aplicación en proyección estereográfica es sencilla, aunque a partir de la ecuación de Bott puede demostrarse que sólo es aplicable para casos en que el elipsoide de esfuerzos es de tipo uniaxial (Carey, 1976) (Fig. 5.10). Aleksandrowski (1985) propuso una modificación del método de Arthaud que permite su aplicación a elipsoides de esfuerzos triaxiales, para lo que es preciso observar los patrones de distribución de los polos de movimiento M.

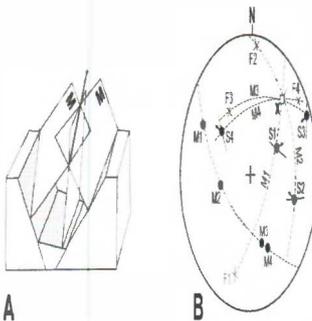
* *Criterio de los Diedros Rectos*, ideado por Pegoraro (1972) y difundido y puesto en práctica mediante ordenador por Angelier y Mechler (1977) (Fig. 4.11)

* *Criterio de los Triedros Rectos*. Lisle (1987,1988) propone una mejora al método de los Diedros Rectos mediante la introducción de dos condiciones adicionales: a) Ambos ejes de esfuerzos, compresivo y extensivo, deben ser perpendiculares; y, b) ambos ejes deben estar contenidos en parejas opuestas de diedros que, para cada falla, quedan definidas por su plano y por el plano de movimiento. Al método resultante de introducir estas nuevas condiciones se le ha denominado de los Triedros Rectos.

3. *Métodos basados en la ecuación de Bott* (1959), que determina la orientación de la componente de cizalla sobre un plano determinado en

función de dos parámetros: la orientación de éste respecto a los ejes de esfuerzos y la relación entre los valores de los esfuerzos principales. La ecuación de Bott viene definida por: $\tan \theta = (n/lm) (m^2 - (l-n)^2 R)$, donde $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$; l, m, n son los cosenos directores de la normal al plano de falla; θ es el cabeceo de la componente de cizalla

Figura 5.10. Método de Arthaud (1969) para el cálculo de la orientación de los ejes X, Y, Z de la deformación global discontinua. A: esquema de la disposición



de los planos M en relación con los planos de falla de deformación. B: procedimiento gráfico (extraído de Simón, 1982).

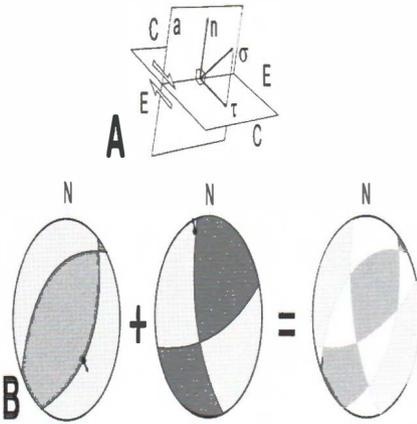


Figura 5.11. El método de los diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977). A: el plano de falla (f) y el plano auxiliar (a) definen cuatro diedros rectos: dos de compresión (C) y dos de extensión (E). B: procedimiento gráfico. En oscuro están los campos de compresión; en punteado claro, los de extensión (extraído de Simón, 1982).

sobre el mismo, σ_z es el valor del esfuerzo principal en la vertical, σ_y es el esfuerzo principal mayor en la horizontal y σ_x es el esfuerzo principal menor en la horizontal.

Los métodos que han tomado como principio básico la Ecuación de Bott (1959) son (Fig. 5.12):

* *Método de Etchecopar* (Etchecopar, 1984; Etchecopar et al., 1981)

* *Diagrama y-R* (Simón, 1982, 1986), inspirado en el método analítico propuesto por Armijo (1977), que se basa en el cálculo para cada falla de los valores de la relación R compatibles con todas las posibles direcciones de σ_y (eje de máxima compresión horizontal).

Fry (1992) propone una nueva forma de representación del Diagrama y-R (Simón, 1986) basado en la proyección esférica. En este tipo de representaciones las soluciones que se obtienen difieren de las del diagrama y-R en que (Fig. 5.13):

a) el ángulo que representa la orientación del tensor de esfuerzos en la representación esférica es $2\sigma_y$ (σ_y tiene el mismo significado que en el diagrama y-R).

b) la relación de esfuerzos R se transforma en una función angular, F, a partir de la fórmula:

$$F = \arctan \left[(2R-1) \sqrt{3} \right]$$

Una vez transformados los datos a coordenadas esféricas, Fry (1992) realiza una revisión de los valores de R correspondientes a los dis-

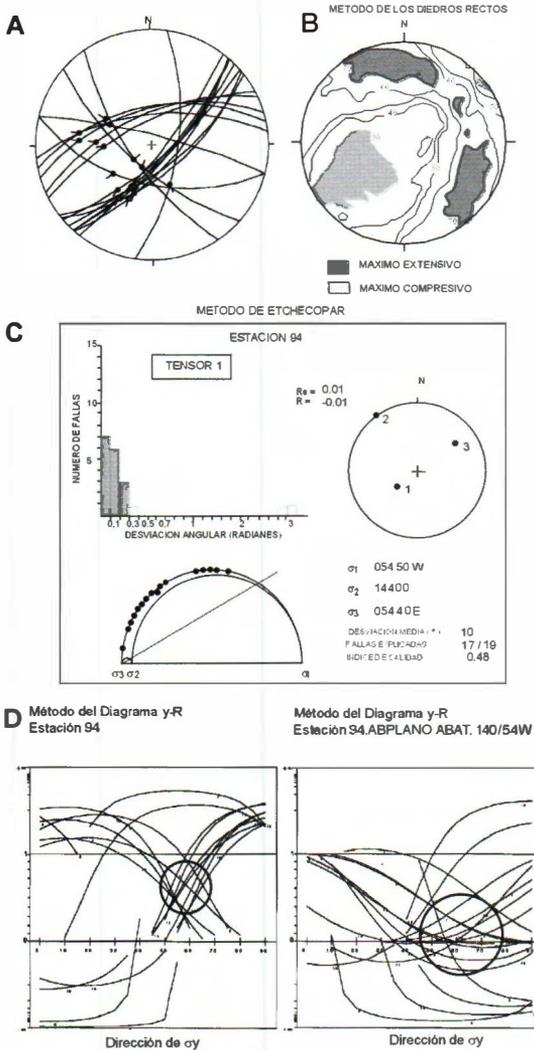


Figura 5.12. Ejemplo de análisis de una población de fallas mediante los métodos utilizados en este trabajo. A: Estereograma de planos y estrias de falla (proyección de Wulff, hemisferio inferior). B: Diedros Rectos. Las isolíneas representan el porcentaje de las fallas compatibles con un eje de extensión; trama oscura: máximo extensivo; trama clara: máximo compresivo. C: Método de Etchecopar: histograma de desviaciones angulares entre estrias teóricas y reales (las tres clases tramadas representan las fallas que se consideran explicadas por el tensor solución); representación en el círculo de Mohr de los planos de falla explicados; orientación de los ejes y relación de esfuerzos del tensor solución. D: Diagrama y-R; y es el azimut del eje máximo de esfuerzos en la horizontal.

tintos regímenes de esfuerzos en función de los valores de F (Fig. 5.14). Partiendo de las divisiones realizadas por Armijo *et al.* (1982) y Simón (1986) este autor distingue (Fig. 5.15):

*Método de inversión de esfuerzos (Reches, 1987; Reches *et al.*, 1992). Este método permite obtener la orientación y magnitudes relativas de los ejes principales del tensor de esfuerzos teniendo en cuenta el criterio mecánico de Navier-Coulomb, y proporciona la fricción media bajo la cual se produjo el deslizamiento de los planos de falla bajo ese tensor de esfuerzo. Para ello se asumen las siguientes premisas:

i) El deslizamiento sobre un plano de falla se produce en la dirección de máximo esfuerzo de cizalla, resuelto, o de un modo equivalente, perpendicular al eje de cizalla nulo (Bott, 1959);

ii) Los esfuerzos de cizalla y normales en la falla satisfacen el criterio de rotura: $|\tau| = \mu \sigma_n$, donde τ y σ_n son las magnitudes de los esfuerzos de cizalla y

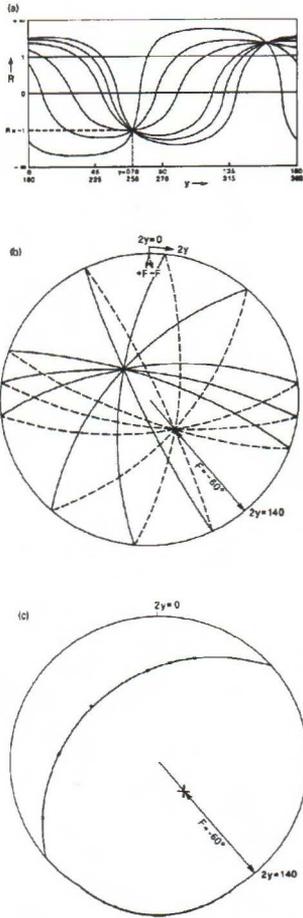


Figura 5.13. a) Representación gráfica de una hipotética estación de fallas según el método y-R propuesto por Simón (1986). El punto de intersección $y=070$ y $R=-1$. b) La misma representación con las mismas fallas representadas como ciclográficas en un estereograma ($F, 2\sigma$), donde la inmersión de F representa la relación de esfuerzos. El punto de intersección de las fallas muestra una inmersión $F=-60^\circ$ y un azimut $2\sigma=140$. c) Representación del polo de intersección de las fallas. Las fallas con componente inversa, se representan en el hemisferio inferior (extraído de Fry, 1992).

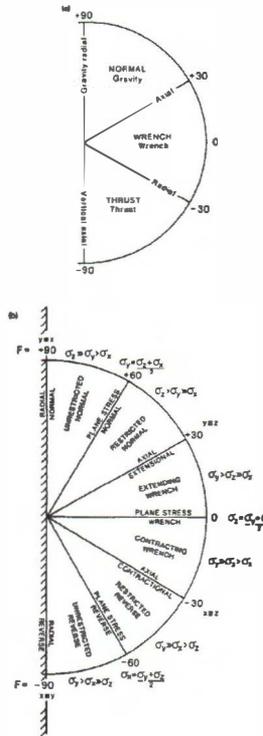


Figura 5.14. a) Regímenes tectónicos propuestos por Bott (1959), donde se muestran su equivalencia con la función de la relación de esfuerzos angular F. b) Del mismo modo Fry (1992) propone trece denominaciones para distintos regímenes de esfuerzos en función también del valor F (extraído de Fry, 1992).

normal en la dirección del deslizamiento, y μ el coeficiente de fricción. La cohesión y la presión de fluidos no se tienen en cuenta durante la inversión.

El deslizamiento se produce bajo condiciones relativamente uniformes: las fallas fueron activas bajo el mismo estado de esfuerzos, y la fricción de éstas se puede representar como su valor medio. Se asume que la cuantía del deslizamiento y las rotaciones de las fallas son bajas.

4) *El modelo de Reches (1978, 1983), que considera el proceso de fracturación bajo unas condiciones límites determinadas por la deformación y no por el esfuerzo (Fig. 5.16).*

La descripción de los métodos citados ha sido ampliamente desarrollada por otros autores en publicaciones, tesis doctorales y tesis de licenciatura (Simón, 1982; Casas Sainz, 1985; Simón, 1986; De Vicente, 1988; Guimerà, 1988; Casas Sainz, 1990; Liesa 1993; Muñoz Martín, 1993; Giner, 1993; Rodríguez Pascua, 1993, etc.), por lo que para una descripción detallada de los mismos remitimos al lector a alguno de

R	F	REGIMENES de ESFUERZOS (Armijo et al., 1982)	REGIMENES de ESFUERZOS (Simón, 1986)
$+\infty$	90°	Distensión radial o multidireccional	Distensión radial
$<+\infty$ a $>+2$	$<90^\circ$ a $>60^\circ$	Distensión triaxial sin restricciones	
$+2$	60°	Distensión triaxial	Distensión triaxial
$<+2$ a $>+1$	$<60^\circ$ a $>30^\circ$	Distensión triaxial restringida	
$+1$	30°	Distensión uniaxial	Distensión uniaxial
$<+1$ a $>+0,5$	$<30^\circ$ a $>0^\circ$	Desgarre extensional	
$+0,5$	0°	Desgarre	Desgarre
$<+0,5$ a >0	$<0^\circ$ a $>-30^\circ$	Desgarre compresional	
0	-30°	Compresión uniaxial	Compresión uniaxial
<0 a >-1	$<-30^\circ$ a $>-60^\circ$	Compresión triaxial restringida	
-1	-60°	Compresión triaxial	Compresión triaxial
<-1 a $>-\infty$	$<-60^\circ$ a $>-90^\circ$	Compresión triaxial sin restricciones	
$-\infty$	-90°	Compresión radial o constricción	Compresión radial o constricción

Figura 5.15. Tabla de equivalencia entre los valores de relación de esfuerzos F y R y las denominaciones con las que se definen según Armijo et al. (1982) y Simón (1986) establecida en base al trabajo de Fry (1992).

los trabajos citados. De todos los métodos de análisis de fallas a los que se ha hecho referencia en este apartado, en el presente trabajo se han empleado tres: el Método de los Diedros Rectos, el Método de Etchecopar y el Diagrama y-R. Estos han sido considerados por otros autores (Casas Sainz, 1990; Liesa, 1993) suficientes para determinar la dirección de los tensores de esfuerzos con una elevada fiabilidad.

1.4.1. ÍNDICE DE CALIDAD PARA LA EVALUACIÓN DE TENSORES DE ESFUERZOS

Una de las cuestiones más importantes que se plantea tras la determinación de un tensor de esfuerzos a partir del análisis poblacional de fallas es el de cualificar la solución obtenida. Esto resulta aún más importante si se quiere a partir de los tensores obtenidos determinar el campo

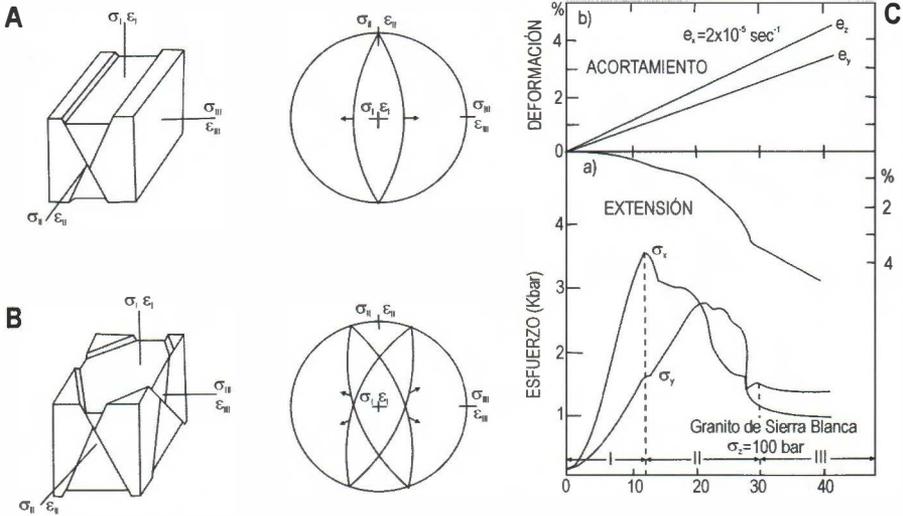


Figura 5.16. Comparación entre la simetría de fracturación de Anderson (A) y Reches (B), y su relación con los ejes de esfuerzos (s) y deformación (e) (tomado de Reches, 1983). C: Curvas de relación esfuerzo-deformación en las experiencias de Reches y Dietrich; obsérvese como en el estadio II se produce un intercambio de los ejes horizontales s_1 y s_2 (tomado de Reches y Dietrich, 1983).

de esfuerzos de una zona concreta en un tiempo determinado, ya que será necesario que la calidad de los resultados sea óptima.

Delvaux (1994) propone un indicador de la calidad relativa de los tensore calculados mediante la aplicación de la siguiente formula, que él denomina *Tensor Rank*, pero que nosotros vamos a nombrar en este trabajo como Índice de Delvaux (ID):

$$ID = \frac{N}{\alpha} \left(\frac{N}{N_{tot}} \right)$$

Donde N es el número de fallas con las que se han definido el tensor de esfuerzos, N_{tot} es el total de la población analizada y α es el ángulo entre la estría real y teórica obtenida en el análisis. Este autor considera un valor óptimo de α debe situarse alrededor de 10° como máximo, así como que la calidad de la solución es controlada por el número de datos del afloramiento estudiado: con poblaciones con un número alto de datos el valor del ID es elevado, mientras que para poblaciones de pocos datos el valor de ID es bajo.

Del mismo modo Simón *et al.* (1995) proponen la utilización de otro índice de calidad al que estos autores denominan IQ. En principio, este índice es una función polinómica consistente en el producto de cuatro factores, cada uno de los cuales tiene en cuenta un parámetro distinto:

$$IQ = \left(\frac{7}{\alpha}\right) \left(\frac{t}{t+n}\right) \left(1 - \frac{4}{t}\right) \left(\frac{c}{t}\right)$$

Designando así a cada uno de los cuatro factores:

$$A = \left(\frac{7}{\alpha}\right) \quad N = \left(\frac{t}{t+n}\right) \quad T = \left(1 - \frac{4}{t}\right); \text{ y } C = \left(\frac{c}{t}\right)$$

Las variables involucradas son:

α = ángulo medio entre las estrías teórica y real.

t = número de fallas explicadas por el tensor.

n = número de fallas de la población que no son explicadas por ningún tensor.

c = número de fallas explicadas de acuerdo con el criterio mecánico de Mohr-Coulomb.

Esta ecuación podría escribirse también en la forma simplificada

$$IQ = \frac{7c \left(1 - \frac{4}{t}\right)}{\alpha (t+n)}$$

En este trabajo se va a utilizar el índice IQ, ya que hemos considerado que el índice de Delvaux simplifica en exceso algunas de las consideraciones a tener en cuenta a la hora de determinar la calidad de un tensor. El índice ID expresa el parámetro de calidad simplemente con el cociente del número de fallas explicadas dividido por el número total de la población. Esto permite comparar en igualdad de condiciones sólo las poblaciones monofásicas. Por ejemplo, un tensor de calidad excelente que tenga que coexistir con un segundo tensor dentro del afloramiento puede

ver reducido su índice final a la mitad o a la tercera parte del que tendría en caso de estar sólo. Del mismo modo, creemos importante que el índice de calidad tenga en consideración el comportamiento mecánico de las fallas de acuerdo con el criterio de rotura de Coulomb, ya que en ocasiones puede ocurrir que aunque el número de fallas explicadas por un tensor sea elevado, su posición en el círculo de Mohr sea tan mala que haya sido improbable que estas hayan sido capaces de moverse bajo la influencia del mismo.

Criterios generales para el diseño del índice IQ

(1°) Los parámetros tenidos en cuenta son la dispersión media de la solución (factor A), la proporción de fallas explicadas respecto al total de la población (factor N), el número absoluto de fallas explicadas por el tensor (factor T) y la calidad del tensor desde el punto de vista mecánico (factor C). Este último factor no es tenido en cuenta en el índice de Delvaux como ya se ha mencionado anteriormente.

(2°) Se ha buscado que todos los parámetros que intervienen en la calidad tengan un peso equilibrado en el índice final. Por ello, cada factor, excepto el primero (A), varía teóricamente entre 0 y 1. Sin embargo en el área de estudio, los tensores analizados presentan un rango de valores del factor A mayores; los valores extremos están en torno a 0.6 y 2.3, respectivamente, aunque los habituales oscilan entre 0.6 y 1.4. Así, tomado cada factor por separado, el valor que daría siempre para un tensor de calidad óptima sería del orden del doble de otro que fuera de mucha peor calidad. Esto garantiza el equilibrio al que aludíamos antes.

(3°) Se ha buscado que el rango final de variación del índice este entre 0 y 1, ya que así resulta más fácil de interpretar. Esto se podía conseguir dejando los factores N, T y C tal cual y haciendo que el factor A fuese simplemente $1/\alpha$. Sin embargo, en ese caso el producto de los cuatro factores da valores muy bajos. Incorporando en el numerador del factor A un valor 7 se consigue que los índices obtenidos por los mejores tensores se acerquen a 1. En nuestro caso en concreto el valor del índice IQ oscila entre 0,02 y 0,8.

Criterios para el diseño de cada factor. Discusión

1. El factor A: ángulo de dispersión: $A = 7/\alpha$

El ángulo a se sitúa en el denominador, y va expresado en grados. El numerador con valor 7, ya que como hemos indicado anteriormente, esto sirve sólo a los efectos de obtener un resultado final de IQ entre 0 y 1.

2. El factor N: proporción de fallas explicadas: $N = t / (t + n)$

Como se ha indicado anteriormente el índice ID penaliza excesivamente la poblaciones polifásicas. De todos modos es cierto que un tensor obtenido de una población polifásica siempre debe contemplarse con menor confianza que uno monofásico, ya que aumentan las probabilidades de coincidencia casual de fallas para dar tensores falsos (las posibilidades, reales y ficticias, de cortes entre haces de curvas en un diagrama y-R ilustra gráficamente este problema). Sin embargo, la penalización de los tensores de poblaciones polifásicas debe ser menor a la que se produce aplicando el índice de calidad de Delvaux. Una forma de solucionarlo es comparar el número de fallas explicadas por el tensor solución (t) con el número de fallas no explicadas por ningún tensor (n). Estas últimas representan ese "residuo poblacional" que verdaderamente puede perturbar la solución final, y que cuanto mayor sea, menor fiabilidad concede a la o las solución/es.

3. El factor T: número absoluto de fallas explicadas: $T = 1 - (4/t)$

El número absoluto de fallas explicadas por el tensor (t) no debe aparecer sin más en el índice, dando lugar a una relación lineal entre ambos. Es conveniente hacer que el índice aumente más rápidamente para números t pequeños y lo haga más lentamente para números más altos. La experiencia parece indicar que la calidad aumenta de forma decisiva al pasar, por ejemplo, de 5 a 15 fallas explicadas, mientras que es prácticamente irrelevante una subida de 40 a 50 (Arlegui y Simón, 1998).

Por otra parte, el número t tiene un límite inferior ($t = 4$) para el cual la solución queda determinada algebraicamente y pierde su validez y posibilidad de contrastación desde el punto de vista estadístico. Para $t = 4$, IQ debe ser 0, e interpretarse como un criterio de eliminación automática de la solución.

La expresión $T = 1 - (4/t)$ es la más sencilla de las que cumplen estas condiciones, aparte de dar lugar a un rango de variación dentro de la pauta establecida al principio (habitualmente entre 0,5 y 1).

4. El factor C: proporción de fallas explicadas según el criterio de Coulomb: $C=c/t$

Las fallas que pueden considerarse explicadas de acuerdo con el criterio de rotura de Coulomb no pueden identificarse al no conocer la línea de resistencia de la roca o de las discontinuidades reactivadas. Por tanto, cualquier criterio que pueda establecerse no pasara de ser un convenio más o menos razonable. No obstante, es evidente que muchas soluciones deben ser rechazadas con frecuencia, o su fiabilidad cuestionada, en virtud de una mala adecuación al criterio de Coulomb.

Una forma sencilla, y a la vez poco restrictiva, de cuantificar este factor consiste en trazar desde el extremo izquierdo del círculo una recta que forme con la horizontal un ángulo de 30°. Un ángulo de rozamiento de 30° parece razonable como promedio (Fig. 5.17). Por otra parte, la construcción gráfica propuesta implica suponer que σ_3 es similar a la resistencia a la tracción de la roca, lo cual puede ser bastante realista, sobre todo en términos de esfuerzos efectivos cuando existe una presión de fluidos apreciable.

El formato de este factor hace que, en los casos en que ninguna falla tenga una colocación aceptable en el círculo de Mohr ($c = 0 \Rightarrow C = 0$), el índice Q sea 0 y la solución deba rechazarse.

<i>Tipo de Rocas</i>	<i>Condición de humedad</i>	<i>Ángulo de fricción (grados)</i>
Arenisca	Seca	26-35
Arenisca	Húmeda	25-33
Arenisca	Húmeda	29
Arenisca	Seca	31-33
Arenisca	Seca	32-34
Arenisca	Húmeda	31-34
Arenisca	Húmeda	33
Lutitas	Húmeda	27
Limolita	Húmeda	31
Limolita	Seca	31-33
Limolita	Húmeda	27-31
Coglomerado	Seca	35
Calizas Blancas	Húmeda	30
Caliza	Seca	31-37
Caliza	Húmeda	27-35

Figura 5.17. Ángulos de fricción de varias rocas no meteorizadas, obtenidos en superficies planas y residuales (Barton y Choubey, 1977).

Valoración del índice IQ

Queda por discutir, una vez definidos de forma cuantitativa los valores del índice IQ, cual es la valoración final que puede hacerse de ellos. El primer problema que surge es la asignación de categorías de calidad a los valores de IQ, para que a partir de las mismas descartar los tensores cuyo valor de IQ sean de baja calidad. Apoyándonos en la distribución de frecuencias de los valores obtenidos de la determinación del índice en los tensores hallados en la Cuenca de Almazán (Fig. 5.18) se observa que una mayoría se sitúa entre 0,1 y 0,3. Este intervalo podría ser considerado como un estándar de calidad que se obtiene con mucha frecuencia, debido al tipo y condiciones de afloramiento, tamaño de las poblaciones, etc. de que habitualmente se ha dispuesto en el área estudiada.

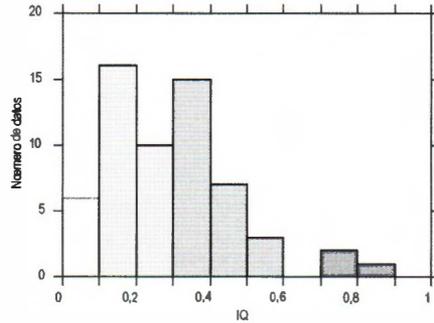


Figura 5.18. Histograma de frecuencias de los valores de IQ obtenidos en el área de estudio

Con todo ello se ha establecido las siguientes categorías de calidad de los tensores de esfuerzos:

CATEGORIA	VALOR DE IQ
(E) RECHAZABLES	0
(D) MEDIOGRES (su credibilidad es muy cuestionable y sólo deberían aceptarse en casos con autentica escasez de datos, siempre que sean coherentes con el entorno regional)	$0 < IQ < 0.1$
(C) BUENOS (estándar de calidad)	$0.1 \leq IQ < 0.3$
(B) MUY BUENOS	$0.3 \leq IQ < 0.6$
(A) EXCELENTES	$IQ \geq 0.6$

2. DESCRIPCION DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS DEL ANÁLISIS MESOESTRUCTURAL

Para la descripción de los resultados obtenidos se ha dividido el área de estudio en cuatro zonas: (1) Sector septentrional de la Cuenca de

Estación	U.T.M.	Litología/ Edad	So	estruct.	σ_1	σ_2	σ_3	Re (R)	crono. relativa	n/N	α	error azi- matal σ_y	% no explicado	tipo tensor	relación pliegue	σ_y inicial	IQ	error azi- matal σ_y inicial	Autores
1(1)	30TWM499294	calizas Jurásico medio	090/34S	fallas	051/76	251/13	160/05	0.79 (1.26)	3*	15/36	7	9	-	D	POST	160/05	0.48	9	Maestro (1994)
1(2)				fallas	171/83	352/07	081/00	0.28 (3.57)	-	7/21	5	4	-	D	POST	081/00	0.16	4	Maestro (1994)
1(3)				fallas	169/07	263/29	169/07	0.47 (0.47)	-	6/14	9	4	20	C	POST	169/07	0.11	4	Maestro (1994)
5(1)	30TWM430159	calizas Cretácico inferior	048/28W	fallas	0 14/03	284/02	014/03	0.90 (0.90)	-	21/37	5	5	-	C	POST	014/03	0.27	5	Simón y Casas (1989) Maestro (1994)(*)
5(2)				fallas	218/85	002/04	092/03	0.47 (2.12)	-	8/16	9	68	22	D	POST	092/03	0.19		Simón y Casas (1989) Maestro (1994)(*)
6	30TWM598271	calizas Cretá- cico inferior	100/22N	fallas	210/76	021/14	112/02	0.05 (20.0)	-	8/14	45	28	43	D	PRE	112/02	0.33	45	Maestro (1994)
7(1)	30TWM625267	calizas Cretá- cico inferior	110/30N	fallas	074/36	237/53	074/36	0.56 (2.27)	-	10/30	8	4	-	C	PRE	062/20	0.05	4	Maestro (1994)
7(2)				fallas	020/28	115/09	020/28	0.55 (0.55)	-	10/30	4	2	33	C	PRE	200/00	0.26	2	Maestro (1994)
8(1)	30TWM735277	calizas Jurásico superior	080/05S	fallas	054/17	320/15	054/17	0.58 (0.58)	-	8/28	4	1	-	C	POST	054/17	-	1	Marqués et al (1996)
8(2)				fallas	174/08	333/81	174/08	0.34 (-0.51)	1*	8/28	10	47	-	C	PRE	174/03	-	47	Marqués et al (1996)
8(3)				fallas	253/73	058/16	149/04	0.00 (+)	-	6/28	11	-	21	D	POST	329/01	-	-	Marqués et al (1996)
9(1)	30TWM753259	calizas Jurásico medio	118/56S	fallas	081/43	199/26	309/36	0.4 (2.50)	-	20/68	6	-	-	D	SIN	289/37	-	-	Marqués et al (1996)
9(2)				fallas	099/33	348/29	099/33	0.23 (-0.30)	-	10/68	5	3	-	C	SIN	130/36	-	3	Marqués et al (1996)
9(3)				fallas	277/38	021/18	277/38	0.65 (-1.86)	1*	11/68	8	6	-	C	PRE	256/06	-	6	Marqués et al (1996)
9(4)				fallas	355/81	011/05	101/02	0.24 (4.17)	4*	9/68	9	-	26	D	POST	101/02	-	-	Marqués et al (1996)
10(1)	30TWM637254	calizas Jurásico medio	135/62N	fallas	349/23	207/61	349/23	0.67 (-2.0)	1*	9/26	7	7	-	C	PRE	355/05	0.16	7	Maestro (1994)
10(2)				fallas	292/15	165/66	292/15	0.90 (-9.0)	2*	5/17	6	7	46	C	POST	292/15	0.03	7	Maestro (1994)
11(1)	30TWM871237	calizas Jurásico superior	162/22W	fallas	218/30	315/12	218/30	0.6 (0.6)	-	25/92	6	3	-	C	PRE	222/11	-	3	Marqués et al (1996)
11(2)				fallas	347/16	077/03	347/16	0.47 (0.47)	-	20/92	9	3	-	C	POST	347/16	-	3	Marqués et al (1996)
11(3)				fallas	041/17	307/12	041/17	0.96 (0.96)	-	15/92	11	440	-	C	POST	041/17	-	440	Marqués et al (1996)
11(4)				fallas	032/70	232/19	140/05	0.31 (3.22)	-	15/92	8	-	18	D	PRE	143/13	-	-	Marqués et al (1996)
12(1)	30TWM462235	calizas Cretácico superior	095/45N	fallas	304/31	059/35	304/31	0.45 (0.45)	1*	9/23	5	3	-	C	PRE	316/04	0.27	3	Simón y Casas (1989) Maestro (1994)(*)
12(2)				fallas	033/04	279/81	033/04	0.74 (-2.8)	2*	6/14	8	12	35	C	POST	033/04	0.06	12	Simón y Casas (1989) Maestro (1994)(*)
12(3)				estilolitos	333/08	-	-	-	-	6	-	-	-	C	POST	333/08	-	-	Simón y Casas (1989) Maestro (1994)(*)
12(4)	30TWM462235	calizas Cretácico superior	095/45N	estilolitos	042/13	-	-	-	-	3	-	-	-	C	POST	042/13	-	-	Simón y Casas (1989) Maestro (1994)(*)
12(5)				estilolitos	100/05	-	-	-	-	1	-	-	-	C	POST	100/05	-	-	Simón y Casas (1989) Maestro (1994)(*)

13	30TWM429223	conglomerados	080/60S	fallas	343/40	130/44	237/17	0.61 (1.63)	-	16/26	7	13	46	D	PRE	055/14	0.15	13	Maestro (1994) Oligoceno sup- Mioceno inf.
14(1)	30TWM400215	calizas Cretácico superior	055/52N	fallas	289/02	019/03	289/02	0.21 (0.21)	-	20/30	8	11	33	C	POST	289/02	0.25	11	Simón y Casas (1989) Maestro (1994)(*)
14(2)				estilolitos	275/04	-	-	-	-	3	-	-	-	C	POST	275/04	-	-	Simón y Casas (1989) Maestro (1994)(*)
14(3)				estilolitos	321/15	-	-	-	-	3	-	-	-	C	POST	321/15	-	-	Simón y Casas (1989) Maestro (1994)(*)
17	30TWM690223	calizas Cretácico superior	115/60N	diaclasas	050	140	050	-	-	32	-	-	-	D	-	050	-	-	Maestro (1994)
18	30TWM683218	calizas Cretácico superior	140/25S	diaclasas	030	120	030	-	-	50	-	-	-	D	-	030	-	-	Maestro (1994)
19(1)	30TWM734154	calizas Jurásico medio	032/18S	fallas	187/12	046/75	187/12	0.04 (0.04)	4°	42/84	12	9	-	C	POST	187/12	-	9	Marqués et al (1996)
19(2)	30TWM734154	calizas Jurásico medio	032/18S	fallas	160/54	061/07	326/37	0.93 (0.93)	-	15/84	8	7	-	C	PRE	150/39	-	7	Marqués et al (1996)
19(3)				fallas	148/34	243/07	148/34	0.39 (0.39)	-	14/84	9	9	15	C	PRE	144/18	-	9	Marqués et al (1996)
19(4)				estilolitos	180/25	-	-	-	-	4	-	-	-	C	PRE	175/15	-	-	Marqués et al (1996)
21(1)	30TWM400215	calizas Cretácico superior	073/58S	fallas	236/10	133/53	236/10	0.97 (0.97)	-	15/28	7	30	47	C	PRE	056/10	0.1	30	Maestro (1994)
21(2)				estilolitos	337/07	-	-	-	-	45	-	-	-	C	POST	337/07	-	-	Maestro (1994)
21(3)	30TWM400215	calizas Cretácico superior	073/58S	estilolitos	153/66	-	-	-	-	5	-	-	-	C	PRE	155/04	-	-	Maestro (1994)
21(4)				grietas extensión	-	077/18	-	-	-	6	-	-	-	D	PRE	000/00	-	-	Maestro (1994)
21(5)				grietas extensión	-	320/27	-	-	-	1	-	-	-	D	POST	051/00	-	-	Maestro (1994)
24(1)	30TWL738124	calizas Cretácico superior	086/45N	fallas	006/22	097/03	006/22	0.94 (0.94)	-	13/26	7	1	50	C	SIN	005/00	0.21	1	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
24(2)				estilolitos	337/36	-	-	-	-	9	-	-	-	C	PRE	161/07	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
24(3)		calizas Cretácico superior	086/45N	estilolitos	007/14	-	-	-	-	5	-	-	-	C	SIN	187/08	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
24(4)				estilolitos	030/01	-	-	-	-	5	-	-	-	C	POST	030/01	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
25(1)	30TWM753119	calizas Cretácico superior	008/23W 119/36N	grietas extensión	-	327/33	-	-	1°	7	-	-	-	D	PRE	227/03	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
25(2)				estilolitos	030/03	-	-	-	2°	20	-	-	-	C	POST	030/03	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
26(1)	30TWM911127	dolomita Triásico superior	120/20S	fallas	142/05	240/59	142/05	0.19 (-0.23)	3°	13/39	10	6	-	C	POST	142/05	0.18	6	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
26(2)				fallas	092/06	182/05	092/06	0.28 (0.28)	-	14/26	7	3	-	C	POST	092/06	0.36	3	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)

Estación	U.T.M.	Litología/ Edad	So	estruct.	σ_1	σ_2	σ_3	Re (R)	creoa. relativa	n/N	α	error azi- muntal σ_y	% no explorado	tipo tensor	relación pliegue	σ_y inicial	FQ	error azi- muntal	Autores
26(3)				fallas	195/03	104/24	195/03	0.14 (0.14)	-	6/12	4	0	15	C	POST	195/03	0.14	0	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
26(4)				estilolitos	188/09	-	-	-	-	10	-	-	-	C	POST	188/09	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
34	30TWM668119	conglomerados Oligoceno	142/38S	diacclasas	-	142/00	233/38	-	-	29	-	-	-	D	PRE	233/00	-	-	Maestro (1994)
36(1)	30TWM670113	conglomerados Oligoceno	140/33S	diacclasas	-	140/00	231/33	-	-	47	-	-	-	D	PRE	231/00	-	-	Maestro (1994)
36(2)				fallas	188/22	279/03	188/22	0.15 (0.15)	-	5/7	10	27	55	C	SIN	012/03	0.39	27	Maestro (1994)
37(1)	30TWM666108	conglomerados Oligoceno	140/54W	estilolitos	141/20	-	-	-	-	72	-	-	-	C	SIN	142/18	-	-	Maestro (1994)
37(2)				estilolitos	228/08	-	-	-	-	3	-	-	-	C	SIN	049/04	-	-	Maestro (1994)
37(3)				estilolitos	099/06	-	-	-	-	7	-	-	-	C	SIN	090/15	-	-	Maestro (1994)
38(1)	30TWM665105	conglomerados Oligoceno	142/35S	estilolitos	153/16	-	-	-	-	15	-	-	-	C	PRE	160/07	-	-	Maestro (1994)
38(2)	30TWM665105	conglomerados Oligoceno	142/35S	estilolitos	111/12	-	-	-	-	11	-	-	-	C	POST	091/12	-	-	Maestro (1994)
38(3)				estilolitos	320/15	-	-	-	-	14	-	-	-	C	PRE	312/11	-	-	Maestro (1994)
38(4)				estilolitos	341/09	-	-	-	-	10	-	-	-	C	POST	340/09	-	-	Maestro (1994)
38(5)				estilolitos	253/36	-	-	-	-	5	-	-	-	C	PRE	249/03	-	-	Maestro (1994)
41(1)	30TWM658097	conglomerados Oligoceno	135/25N	estilolitos	358/40	-	-	-	-	29	-	-	-	C	PRE	008/20	-	-	Maestro (1994)
41(2)				diacclasas	-	135/00	-	-	-	28	-	-	-	D	PRE	045/00	-	-	Maestro (1994)
42(1)	30TWM657096	conglomerados Oligoceno	108/29N	estilolitos	348/24	-	-	-	-	14	-	-	-	C	PRE	171/00	-	-	Maestro (1994)
42(2)				diacclasas	-	108/00	018/29	-	-	14	-	-	-	D	PRE	018/00	-	-	Maestro (1994)
34+36+37+ 38+41+42	-	conglomerados Oligoceno	-	estilolitos	-	-	-	-	-	8	-	-	-	-	-	053/00	-	-	Maestro (1994)
34+36+37+ 38+41+42	-	-	-	fallas	-	-	-	-	-	5/7	-	-	-	-	-	358/04	-	-	Maestro (1994)
34+36+37+ 38+41+42	-	-	-	estilolitos	-	-	-	-	-	68	-	-	-	-	-	-	-	-	Maestro (1994)
34+36+37+ 38+41+42	-	-	-	diacclasas	-	-	-	-	-	14	-	-	-	-	-	-	-	-	Maestro (1994)
34+36+37+ 38+41+42	-	-	-	estilolitos	-	-	-	-	-	86	-	-	-	-	-	137/03	-	-	Maestro (1994)
34+36+37+ 38+41+42	-	-	-	estilolitos	-	-	-	-	-	18	-	-	-	-	-	090/13	-	-	Maestro (1994)
44	30TWM6631091	conglomerados Oligoceno Mioceno inf.	146/59N	diacclasas	-	146/00	058/59	-	-	25	-	-	-	D	PRE	057/00	-	-	Maestro (1994)
46(1)	30TWM650095	conglomerados Oligoceno	125/60S	fallas	064/10	164/44	064/10	0.67 (1.49)	-	30/53	10	28	-	D	PRE	286/09	0.31	46	Maestro (1994)
46(2)				fallas	172/11	017/77	172/11	0.43 (-0.75)	-	9/23	9	15	26	C	POST	172/11	0.05	15	Maestro (1994)

47(1)	30TWM637086	conglomerados Oligoceno	134/55N	fallas	339/06	076/47	339/06	0.12 (0.12)	-	37/44	10	9	15	C	PRE	156/14	0.52	9	Maestro (1994)
47(2)				estilolitos	347/32	-	-	-	-	16	-	-	-	C	PRE	179/04	-	-	Maestro (1994)
49	30TWM645086	conglomerados Oligoceno	070/06N	fallas	179/05	337/85	179/05	0.23 (-0.30)	-	9/14	9	4	35	C	POST	179/05	0.14	4	Maestro (1994)
50(1)	30TWM641087	areniscas Oligoceno- Mioceno inf.	140/51N	fallas	303/06	040/49	303/06	0.86 (0.86)	-	8/23	9	8	-	C	PRE	314/17	0.19	8	Maestro (1994)
50(2)				fallas	058/61	150/01	240/29	0.41 (0.41)	-	9/23	9	9	26	C	PRE	054/10	0.08	9	Maestro (1994)
51	30TWM663083	conglomerados Oligoceno	140/20S	fallas	206/11	054/77	206/11	0.31 (-0.45)	-	7/7	11	4	0	C	PRE	026/07	0.15	4	Maestro (1994)
57	30TWM674057	conglomerados Oligoceno- Mioceno inf.	134/23N	diacclas	-	134/00	044/23	-	-	28	-	-	-	D	PRE	044/00	-	-	Maestro (1994)
58	30TWM675035	areniscas Oligoceno- Mioceno inf.	091/25S	diacclas	-	091/00	181/25	-	-	31	-	-	-	D	PRE	181/00	-	-	Maestro (1994)
59	30TWM638015	conglomerados Oligoceno- Mioceno inf.	121/27S	diacclas	-	121/00	210/27	-	-	50	-	-	-	D	PRE	210/00	-	-	Maestro (1994)
60(1) (1997)	30TWM467053	Mioceno superior	150/14W	diacclas	-	085/00	355/00	-	-	59	-	-	-	D	-	355/00	-	-	Cortés y Maestro
60(2) (1997)				fallas	033/07	141/68	033/07	0.37 (-0.58)	-	5/6	15	19	16	C	-	033/07	0.07	19	Cortés y Maestro
62	30TWM688051	calizas		fallas	187/44	008/46	097/01	0.02 (-0.22)	-	21/32	8	13	34	C	PRE	006/19	0.46	13	Maestro (1994)
63(1)	30TWM857083	calizas Cretácico superior	168/18W	estilolitos	346/15	-	-	-	-	3	-	-	-	C	PRE	341/13	-	-	Maestro (1994)
63(2)				estilolitos	249/21	-	-	-	-	3	-	-	-	C	PRE	251/01	-	-	Maestro (1994)
63(3)				estilolitos	218/07	-	-	-	-	6	-	-	-	C	PRE	034/02	-	-	Maestro (1994)
63(4) 63(5)			168/18W	estilolitos	109/15	-	-	-	-	1	-	-	-	C	POST	109/15	-	-	Maestro (1994)
63(6)			150/50E	fallas	059/18	146/11	059/18	0.27 (0.27)	1*	14/45	10	3	-	C	PRE	059/18	0.27	3	Maestro (1994)
63(6)				fallas	134/07	043/10	134/07	0.20 (0.20)	3*	9/31	9	4	-	C	PRE	134/07	0.12	4	Maestro (1994)
63(7)				fallas	180/04	089/16	180/04	0.44 (0.44)	2*	10/22	9	7	26	C	PRE	180/04	0.13	7	Maestro (1994)
65.1(1)	30TWM726031	calizas Paleoceno-Eoceno	150/55S	fallas	047/43	056/09	140/03	0.07 (14.2)	-	23/45	8	30	-	D	PRE	147/10	0.39	30	Maestro (1994)
65.2(2)	30TWM726031	calizas Paleoceno-Eoceno	107/87N	fallas	012/48	127/21	052/34	0.01 (100)	-	8/22	9	344	32	D	PRE	053/20	0.12	344	Maestro (1994)
65(1)	30TWM726031	calizas Paleoceno-Eoceno	150/55S 107/87N	fallas	348/58	178/32	085/04	0.57 (-1.32)	-	11/14	9	149	21	C	SIN	002/06	0.39	149	Maestro (1994)
65(2)				fallas	030/47	233/45	134/12	0.07-0.01 (14.2-100)	-	30/44	-	-	32	D	PRE	151/20	-	-	Maestro (1994)
65(2)				fallas	348/58	178/32	085/04	0.57 (-1.32)	-	11/14	9	149	21	C	SIN	002/06	-	149	Maestro (1994)

Estación	U.T.M.	Litología/ Edad	So	estruct.	σ_1	σ_2	σ_3	Re (R)	crono. relativa	n/N	α	error azi- matal oy	% no explicado	tipo tensor	relación pleguez	oy inicial	IQ	error azimu- tal oy inicial	Autores
67	30TWM668020	conglomerados Oligoceno	099/25S	estilolitos	220/05	-	-	-	-	40	-	-	-	C	POST	220/05	-	-	Maestro (1994)
72 (1997)	30TWL621975	Plioceno	horizontal	diacclasas	-	135/00	045/00	-	-	53	-	-	-	D	-	045/00	-	-	Cortés y Maestro
73	30TWM662000	conglomerados Oligoceno- Mioceno inf.	115/27S	diacclasas	-	115/00	204/27	-	-	28	-	-	-	D	PRE	204/00	-	-	Maestro (1994)
74	30TWL532945	conglomerados Plioceno	070/25N	diacclasas	-	070/00	340/25	-	-	20	-	-	-	D	PRE	340/00	-	-	Maestro (1994)
77	30TWL931927	dolomitas Cretácico superior	154/20W	estilolitos	150/07	-	-	-	-	17	-	-	-	C	-	150/07	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
78	30TWL812912	conglomerados Oligoceno	112/42N	estilolitos	201/17	-	-	-	-	10	-	-	-	C	POST	201/17	-	-	Maestro (1994)
79(1)	30TWL816914	calizas Paleoceno	158/71W	estilolitos	002/19	-	-	-	2*	5	-	-	-	C	POST	002/19	-	-	Maestro (1994)
79(2)				estilolitos	149/24	-	-	-	1*	5	-	-	-	C	PRE	180/16	-	-	Maestro (1994)
82(1)	30TWL804904	conglomerados Mioceno medio	090/10S	estilolitos	173/29	-	-	-	-	27	-	-	-	C	PRE	173/19	-	-	Maestro (1994)
82(2)				estilolitos	219/13	-	-	-	-	11	-	-	-	C	PRE	218/05	-	-	Maestro (1994)
82(3)				estilolitos	144/35	-	-	-	-	6	-	-	-	C	PRE	147/27	-	-	Maestro (1994)
82(4)				estilolitos	105/15	-	-	-	-	1	-	-	-	C	-	105/15	-	-	Maestro (1994)
84	30TWL863816	conglomerados Paleoceno	140/79W	estilolitos	267/55	-	-	-	-	20	-	-	-	C	PRE	071/16	-	-	Maestro (1994)
85(1)	30TWL868821	calizas Cretácico superior	148/38E 140/50W	fallas	201/09	291/02	201/09	0.02 (0.02)	-	17/26	9	6	35	C	PRE	201/09	0.36	6	Maestro (1994)
85(2)				estilolitos	018/23	-	-	-	-	18	-	-	-	C	PRE	201/07	-	-	Maestro (1994)
85(3)				estilolitos	171/12	-	-	-	-	22	-	-	-	C	POST	171/12	-	-	Maestro (1994)
85(4)				estilolitos	154/17	-	-	-	-	27	-	-	-	C	-	154/17	-	-	Maestro (1994)
85(5)				estilolitos	129/01	-	-	-	-	11	-	-	-	C	POST	129/01	-	-	Maestro (1994)
85(6)				estilolitos	314/62	-	-	-	-	7	-	-	-	C	PRE	263/32	-	-	Maestro (1994)
86(1)	30TWL864805	calizas Cretácico superior)	152/20E	fallas	227/03	133/55	227/03	0.18 (-0.21)	-	12/17	10	15	29	C	POST	227/03	0.33	15	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
86(2)				estilolitos	203/06	-	-	-	-	7	-	-	-	C	POST	203/06	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
87	30TWL856804	calizas Paleoceno	097/21N	fallas	205/27	107/14	205/27	0.27 (0.27)	-	10/15	4	5	23	C	POST	205/27	0.70	5	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
88(1)	30TWL698788	calizas Mioceno medio)	102/16S	fallas	246/02	358/85	246/02	0.44 (-0.78)	-	13/36	3	4	-	C	POST	246/02	0.73	4	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
88(1)				fallas	214/04	000/85	214/04	0.021(-0.01)	-	14/22	9	11	25	C	POST	214/04	0.33	11	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)

89	30TWL675805	calizas Mioceno med.-inf.	horizontal	fallas	vertical	080/00	170/00	(2.0)	-	5/5	-	-	-	D	-	177/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)	
90(1)	30TWL648716	Mioceno superior	horizontal	fallas		101/86	238/03	328/03	0.02 (50.0)	-	16/24	10	322	-	D	-	328/03	0.43	322	Corrés y Maestro (1997)
90(2)				fallas		288/63	140/23	045/13	0.11 (9.09)	-	5/24	10	52	12	D	-	045/13	0.03	52	Corrés y Maestro (1997)
91(1)	30TWL780775	calizas Mioceno inferior	horizontal	fallas		272/82	070/07	160/03	0.51 (1.96)	-	11/24	7	3	-	D	-	160/03	0.11	3	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
91(2)				fallas		017/24	107/02	017/24	0.85 (0.85)	-	7/13	10	2	25	C	-	017/24	0.11	2	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
93	30TWL758737	calizas Mioceno inferior	140/09W	fallas		060/85	240/05	150/00	-	-	3/3	-	-	-	D	-	150/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
94(1)	30TWL941741	dolomías Triásico medio	150/54W	fallas		234/50	054/40	144/00	0.01 (-0.01)	-	17/19	10	33	11	C	PRE	057/04	0.48	33	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
94(2)	30TWL941741	dolomías Triásico medio	150/54W	estilolitos		223/40	-	-	-	-	8	-	-	-	C	PRE	048/14	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
95	30TWL890666	Mioceno superior	horizontal	diaclasas		050/00	140/00	-	-	-	49	-	-	-	D	-	140	-	-	Corrés y Maestro (1997)
96	30TWL896659	Mioceno superior- Plioceno	136/35E	fallas		108/66	201/02	292/24	0.16 (6.25)	-	5/5	18	70	0	D	-	292	0.07	70	Corrés y Maestro (1997)
97(1)	30TWL933600	calizas Cretácico superior	085/21N	estilolitos		146/00	-	-	-	-	4	-	-	-	C	POST	146/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
97(2)				estilolitos		045/29	-	-	-	-	4	-	-	-	C	PRE	038/13	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
97(3)				estilolitos		009/31	-	-	-	-	4	-	-	-	C	PRE	011/04	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98.1(1)	30TWL933600	calizas Cretácico superior	069/13N	estilolitos		306/07	-	-	-	1*	4	-	-	-	C	PRE	125/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98.1(2)				estilolitos		359/08	-	-	-	2*	2	-	-	-	C	PRE	178/05	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98.1(3)				grietas extensión		024/91	-	-	-	1*	8	-	-	-	D	PRE	125/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98.2(1)	30TWL933600	calizas Cretácico superior	083/21N	estilolitos		343/18	-	-	-	-	6	-	-	-	C	PRE	163/03	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98.2(2)				grietas extensión		353/08	-	-	-	-	1	-	-	-	D	PRE	084/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98.3(1)	30TWL933600	calizas Cretácico superior	005/07W	estilolitos		273/16	-	-	-	-	3	-	-	-	C	PRE	274/07	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98.3(2)				estilolitos		011/07	-	-	-	-	3	-	-	-	C	PRE	008/07	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98.3(3)				grietas extensión		203/00	-	-	-	-	3	-	-	-	D	POST	107/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98.4	30TWL933600	calizas Cretácico superior	115/20S	estilolitos		222/16	-	-	-	-	4	-	-	-	C	PRE	041/04	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)

Estación	U.T.M.	Litología/ Edad	So	estruct.	σ_1	σ_2	σ_3	Re (R)	crono. relativa	n/N	α	error azi- mual σ_y	% no explicado	tipo tenzor	relación plegaje	σ_y inicial	IQ	error azimi- nal σ_y inicial	Añores
98(1)	30TWL933600	calizas Cretácico superior	-	estilolitos	-	-	-	-	3*	11	-	-	-	C	PRE	176/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98(2)			-	estilolitos	-	-	-	-	-	4	-	-	-	C	PRE	041/04	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98(3)			-	estilolitos	-	-	-	-	-	12	-	-	-	C	PRE	290/04	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98(4)			-	grietas extensión	-	-	-	-	-	12	-	-	-	D	PRE	105/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
98(5)			-	grietas extensión	-	-	-	-	-	3	-	-	-	D	POST	107/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
99(1)	30TWL954594	calizas Cretácico superior	06748N 118735	estilolitos	240/07	-	-	-	2*	3	-	-	-	C	PRE	235/10	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
99(2)				estilolitos	112/09	-	-	-	1*	7	-	-	-	C	PRE	147/02	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
100 (1997)	30TVM986124	Plio-cuaternario	horizontal	diaclasas	-	085	355	-	-	53	-	-	-	D	-	355	-	-	Corrás y Maestro
104(1)	30TWM182088	calizas Cretácico superior	065/17S	fallas	050/04	140/01	050/04	0.16 (0.16)	-	12/22	8	12	45	C	POST	050/04	0.32	12	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
104(2)				estilolitos	204/12	-	-	-	-	10	-	-	-	C	PRE	202/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
104(3)				grietas extensión	-	097/18	-	-	-	4	-	-	-	D	PRE	011/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
105(1) (1997)	30TVM820030	Mioceno superior	horizontal	fallas	138/08	048/00	138/08	0.93 (0.93)	-	28/40	11	15	-	C	-	138	0.34	15	Corrás y Maestro
105(2) (1997)	30TVM820030	Mioceno superior	horizontal	fallas	248/33	185/14	248/33	0.52 (0.52)	-	6/40	13	15	-	C	-	248	0.12	15	Corrás y Maestro
105(3) (1997)				fallas	204/54	080/22	338/27	0.70 (1.42)	-	5/40	1	1	2	D	-	338	1.19	1	Corrás y Maestro
106(1)	30TWM139070	calizas Cretácico superior	075/27N	fallas	198/19	101/20	198/19	0.40 (0.40)	-	13/24	10	12	46	C	POST	198/19	0.20	12	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
106(2)				estilolitos	224/06	-	-	-	-	6	-	-	-	C	POST	224/06	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
107 (1997)	30TWL189990	Plioceno	horizontal	diaclasas	-	115/00	025/00	-	-	54	-	-	-	D	-	025	-	-	Corrás y Maestro
110(1)	30TWM020068	calizas Cretácico superior	075/25N	fallas	011/12	104/16	011/12	0.20 (0.20)	-	26/43	8	6	39	C	POST	011/12	0.39	6	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
110(2)				estilolitos	002/03	-	-	-	-	17	-	-	-	C	POST	002/03	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
110(3)				estilolitos	337/07	-	-	-	-	10	-	-	-	C	POST	337/07	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
110(5)			107/15N	estilolitos	047/10	-	-	-	-	3	-	-	-	C	PRE	031/01	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)

110(6)		096/71N	estilolitos	063/57	-	-	-	-	2	-	-	-	C	PRE	039/04	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)	
113(1)	30TVM884002	Mioceno superior	137/04N	fallas	144/86	327/04	237/00	0.34 (2.94)	-	6/6	11	6	0	D	-	237	0.20	6	Cortés y Maestro (1997)
113(2)				grietas extensión	-	130	040	-	-	37	-	-	-	D	-	040	-	-	Cortés y Maestro (1997)
114(1)	30TWM933028	calizas Cretácico superior	100/22N	fallas	053/21	316/18	053/21	0.82 (0.82)	-	15/25	8	19	40	C	PRE	050/04	0.38	19	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
114(2)		calizas Cretácico superior	100/22N	estilolitos	234/00	-	-	-	-	50	-	-	-	C	POST	234/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
114(3)				estilolitos	357/01	-	-	-	-	8	-	-	-	C	POST	357/01	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
114(4)				estilolitos	180/64	-	-	-	-	1	-	-	-	C	PRE	172/04	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
115	30TVM872005	calizas Cretácico superior	035/30N	fallas	219/19	312/13	219/10	0.66 (0.66)	-	21/30	6	12	33	C	POST	219/10	0.53	12	Maestro (1994)
116(1)	30TWL041985	Pto-cuaternario	013/15W	fallas	136/67	256/12	350/19	0.00 (++)	-	9/18	9	-	20	D	-	350	0.35	20	Cortés y Maestro (1997)
116(2)				fallas	139/02	047/50	139/02	0.10 (0.11)	-	7/18	11	6	11	C	-	139	0.21	6	Cortés y Maestro (1997)
117(1)	30TWL158974	calizas Cretácico superior	075/45N	fallas	282/04	190/16	282/04	0.14 (0.14)	-	6/7	11	3	14	C	POST	282/04	0.06	3	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
117(2)				estilolitos	101/03	-	-	-	-	12	-	-	-	C	POST	101/03	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
118(1)	30TWL157968	calizas Cretácico superior	095/25S	fallas	202/12	074/72	202/12	0.01 (-0.01)	-	11/14	7	15	21	C	POST	202/12	0.50	15	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
118(2)	30TWL157968	calizas Cretácico superior	095/25S	estilolitos	120/05	-	-	-	-	1	-	-	-	C	POST	120/05	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
118(3)				estilolitos	186/06	-	-	-	-	9	-	-	-	C	POST	186/06	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
125(1)	30TWL175928	dolomías Cretácico superior	090/08S	fallas	207/03	297/08	207/03	0.22 (0.22)	-	10/13	4	6	23	C	POST	207/03	0.81	6	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
125(2)				estilolitos	016/02	-	-	-	-	13	-	-	-	C	POST	016/02	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
126	30TWL264898	Mioceno superior	horizontal	diaclasas	-	160/00	070/00	-	-	72	-	-	-	D	-	070	-	-	Cortés y Maestro (1997)
127	30TWL328894	Mioceno superior	horizontal	diaclasas	-	135/00	045/00	-	-	53	-	-	-	D	-	045	-	-	Cortés y Maestro (1997)
128	30TWL177854	Mioceno superior	horizontal	diaclasas	-	130/00	040/00	-	-	51	-	-	-	D	-	040	-	-	Cortés y Maestro (1997)
129	30TWL253883	Plioceno	horizontal	fallas	086/04	356/11	086/04	0.00 (++)	-	10/12	-	193	16	D	-	086	0.63	193	Cortés y Maestro (1997)
130(1)	30TWL329854	Plioceno	horizontal	fallas	206/00	116/01	206/00	0.14 (0.14)	-	8/14	10	10	-	C	-	206/00	0.25	10	Cortés y Maestro (1997)
130(2)				fallas	105/85	292/05	202/01	0.01 (100)	-	5/6	12	20	7	D	-	202/01	0.07	20	Cortés y Maestro (1997)
131(1)	30TVL924817	calizas Jurásico inferior	105/30N 072/25S	fallas	143/10	234/07	143/10	0.29 (0.29)	-	14/19	9	34	33	C	PRE	323/08	0.39	34	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
131(2)				estilolitos	317/14	-	-	-	-	14	-	-	-	C	PRE	318/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
131(3)				estilolitos	119/16	-	-	-	-	3	-	-	-	C	PRE	318/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)

Estación	U.T.M.	Litología/ Edad	So	estruct.	σ_1	σ_2	σ_3	Re (R)	crono. relativa	α/N	α	error azi- mual σ_y	% no explicado	tipo tensor	relación pléogeo	σ_y inicial	RQ	error azimu- tal σ_y inicial	Autores
131(4)			105/30	estiolitos	027/18	-	-	-	-	2	-	-	-	C	PRE	206/04	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
132(1)	30TVL975845	calizas Cretácico superior	132/43N	estiolitos	255/11	-	-	-	-	9	-	-	-	C	POST	255/11	-	-	Simón (1989) Maestro (1994)(*)
132(2)				estiolitos	329/07	-	-	-	-	7	-	-	-	C	POST	329/07	-	-	Simón (1989) Maestro (1994)(*)
132(3)				estiolitos	200/07	-	-	-	-	1	-	-	-	C	POST	200/07	-	-	Simón (1989) Maestro (1994)(*)
134	30TVL004835	calizas Cretácico superior	107/32S	estiolitos	041/10	-	-	-	-	8	-	-	-	C	POST	041/10	-	-	Maestro (1994)
137(1)	30TWL924817	calizas Jurásico inferior	095/12N	fallas	186/02	276/01	186/02	0.09 (0.09)	2*	11/30	5	4	-	C	POST	186/02	0.49	4	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
137(2)				fallas	310/04	041/18	310/04	0.15 (0.15)	1*	12/30	9	11	23	C	PRE	130/06	0.27	11	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
137(3)				estiolitos	000/00	-	000/00	-	-	6	-	-	-	C	POST	000/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
138	30TWL176793	calizas	090/35N	estiolitos	125/04	-	-	-	-	10	-	-	-	C	POST	125/04	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
141(1)	30TWL185779	calizas Jurásico inferior	086/14N	fallas	151/33	243/03	151/33	0.90 (0.90)	1*	24/35	10	14	-	C	POST	151/33	0.33	14	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
141(2)				fallas	183/37	091/03	183/37	0.14 (0.14)	2*	7/11	10	7	14	C	POST	183/37	0.19	7	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
142	30TWL241797	Plioceno	horizontal	diacisma	-	110	020	-	-	53	-	-	-	D	-	020	-	-	Cortés y Maestro (1997)
145	30TWL447784	calizahorizontal Mioceno medio- Plioceno	fallas	018/76	202/13	112/01	0.12(8.33)	-	5/5	8	4	0	D	-	11000	0.10	4	Maestro (1994)	
147	30TWL435739	calizas Cretácico superior	070/16N	fallas	005/15	272/10	005/15	0.08 (0.08)	-	12/18	5	15	33	C	PRE	004/02	0.57	15	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
148	30TWL469698	calizas Plioceno	horizontal	fallas	064/04	154/02	064/04	0.42(0.42)	-	5/5	3	4	0	C	-	064/04	0.46	4	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
149(1)	30TWL432683	calizas Jurásico inferior	140/67E 045/10S 167/10E 084/16N 023/23W	fallas	212/01	118/77	212/01	0.03 (-0.03)	-	17/35	8	3	-	C	PRE	212/01	0.39	3	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
149(2)				fallas	329/03	239/08	329/03	0.31 (0.31)	-	11/18	10	7	20	C	PRE	329/03	0.25	7	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
149(3)		calizas Jurásico inferior	140/67E	estiolitos	163/00	-	-	-	-	9	-	-	-	C	POST	163/00	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
149(4)				estiolitos	052/05	-	-	-	-	1	-	-	-	C	POST	052/05	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
149(5)				estiolitos	106/04	-	-	-	-	3	-	-	-	C	POST	106/04	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)

149(6)				estilolitos	162/34	-	-	-	-	1	-	-	-	C	PRE	179/04	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
150(1)	30TWL475655	calizas Jurásico inferior	115/45N	estilolitos	072/23	-	-	-	1°	5	-	-	-	C	PRE	246/06	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
150(2)				estilolitos	196/09	-	-	-	-	6	-	-	-	C	POST	196/09	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
150(3)				estilolitos	117/14	-	-	-	-	2	-	-	-	C	POST	117/14	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
152(1)	30TWL599655	calizas Mioceno medio	horizontal	fallas	018/82	274/02	184/08	0.16 (6.25)	-	8/11	6	21	27	D	-	184/08	0.42	21	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
152(2)				estilolitos	211/03	-	-	-	-	19	-	-	-	C	-	211/03	-	-	Simón (1989b) Maestro (1994)(*)
153(1)	30TWL253704	calizas Jurásico inferior	130/25S	fallas	-	-	089	(0.2)	-	23	-	-	42	C	-	089	-	-	De Vicente (1988)
153(2)			130/25S	fallas	-	-	143	(-17)	-	25	-	-	43	C	-	143	-	-	De Vicente (1988)
154	30TWL269728	calizas Jurásico inferior	130/20S	fallas	-	-	159	(3.0)	-	35	-	-	90	D	-	159	-	-	De Vicente (1988)
155	30TWL247688	calizas Jurásico inferior	-	fallas	-	-	056	(0.3)	-	29	-	-	87	C	-	056	-	-	De Vicente (1988)
156(1)	30TWL190696	calizas Jurásico inferior	-	fallas	-	-	140	(0.3)	-	29	-	-	43	C	-	140	-	-	De Vicente (1988)
156(2)				fallas	-	-	053	(2.0)	-	18	-	-	30	D	-	053	-	-	De Vicente (1988)

Figura 5.19. Resultados del análisis de paleoesfuerzos a partir de las mesoestructuras medidas en la Cuenca de Almazán. Las estaciones se localizan en las figuras 5.7 y 5.8. Se ha indicado la litología de los depósitos donde se ha realizado la toma de datos, así como la edad asignada a estos materiales. So: orientación de la estratificación en la estación: dirección/buzamiento. Estructuras: EST, estilolitos; F, fallas; DIA, diaclasas; G, grietas de extensión. El tensor de esfuerzos está definido por el azimuth y la inclinación de σ_1 , σ_3 y σ_y , y el valor de $R_e = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$; en el caso de tratarse de estilolitos solamente se define la dirección de σ_1 y σ_y , y en el caso de tratarse de grietas de extensión o diaclasas se indica la orientación de σ_3 y σ_y . Donde ha sido posible se ha determinado la cronología relativa entre las direcciones de esfuerzos obtenidas del análisis mesoestructural. n/N: número de datos utilizado para definir cada estado de esfuerzos/número total de la población fallas medidas en el campo. α : desviación media entre la estría teórica y real. El error en el azimuth de σ_y ha sido estimado de los resultados obtenidos del Método de Etchecopar. % Porcentaje de fallas no explicadas en cada estación. Tipo de tensor de esfuerzos: C, compresivo; D, Distensivo. Relación con el pliegue: PRE: los tensores hallados son anteriores al basculamiento de las capas donde la estación ha sido tomada; SIN: se generaron durante el basculamiento de los estratos; POST: son posteriores al pliegue. Si no se indica la relación con el pliegue es debido a que se desconoce, ya que los tensores se sitúan paralelos al eje del pliegue o bien presentan cierta inmersión pero esta no está aparentemente relacionada con el pliegue, o bien los estratos se disponen horizontales. En situaciones con el tensor de esfuerzos basculado y contenido en el plano de estratificación, es decir, los tensores pre-plegamiento o sin-plegamientos, se ha restituido a la posición inicial la orientación del eje σ_y , y se ha indicado a su vez el valor del error azimuthal. IQ: Índice de Calidad establecido por Simón et al. (1995). La información aquí presentada ha sido publicada con anterioridad, y se ha indicado el autor o autores de la misma. (*) Los datos de Simón (1989b) y Simón y Casas (1989) fueron posteriormente reanalizados por Maestro (1994) en la elaboración de su Tesis de Licenciatura.

Almazán; (2) Sector de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica; (3) Sector de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica; y (4) Sector occidental de la Cuenca de Almazán. En las figuras 5.7 y 5.8 se señalan estos sectores con las estaciones donde se han obtenido tensores de esfuerzos. Los datos obtenidos del análisis mesoestructural frágil quedan representados de una forma sintética en la figura 5.19.

2.1. SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA DE ALMAZÁN

Este dominio comprende el área que se extiende desde la Sierra de San Marcos al oeste, hasta la Sierra de la Pica al este. El límite norte comprende los materiales mesozoicos del sur de la Sierra de Cameros y los depósitos terciarios de la Cuenca de Almazán. Al sur el límite geográfico viene determinado por un meridiano imaginario que pasa por la localidad de Almenar de Soria (Fig. 5.20).

La mayor parte de las fallas se encuentran afectando a materiales del Jurásico inferior y medio, Cretácico inferior (“Grupo de Oncala” de Tis-

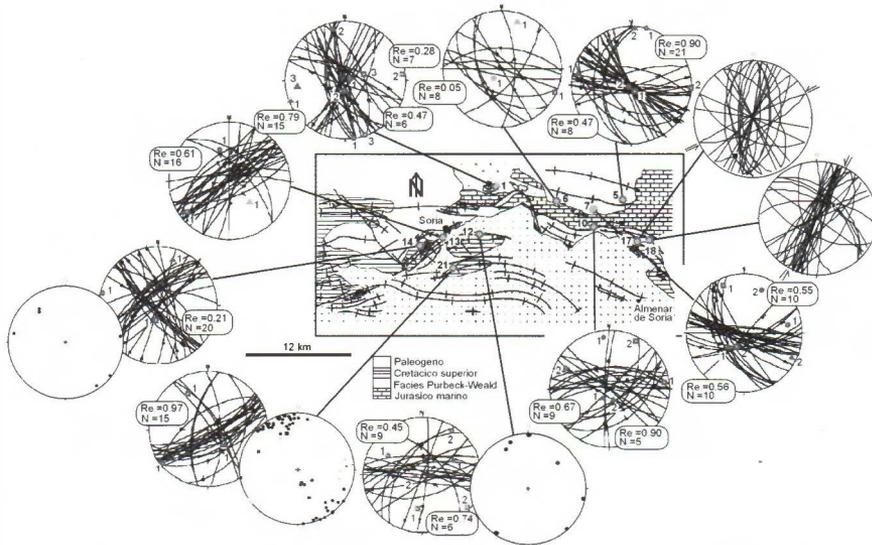


Figura 5.20. Tensores encontrados en las estaciones del sector septentrional de la Cuenca de Almazán. Para cada tensor, el círculo indica la posición de σ_1 , el cuadrado la de σ_2 y el triángulo la de σ_3 (todas las proyecciones están realizadas en diagrama de Schmidt, hemisferio inferior); $Re = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ es aquí la relación entre los esfuerzos principales obtenida mediante el método de Etchecopar, y N el número de fallas explicadas por el tensor. También se han representado los diagramas con picos estilolíticos y de diaclasas, indicándose en este último caso la dirección de cizalla, si ha sido posible encontrar algún criterio cinemático que permitiera determinarlo. El número de la estación se corresponde con el de la figura 5.19.

cher, 1966), y Cretácico superior, a excepción de una estación que está localizada en depósitos terciarios de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior (UTS A4).

Las direcciones de σ_1 y σ_y deducidas del análisis de las mesoestructuras en este sector coinciden y se caracterizan por mostrar una considerable diversidad: NNO a NNE, NE, ESE y NO. Estos máximos están bien definidos (Fig. 5.21), observándose en el caso de σ_1 cómo la dirección "Guadarrama" (NO-SE) aparece claramente separada del máximo compresivo N-S y de su dispersión normal (NNO a NNE) en la estación 12, y de la dirección "Ibérica" (NE-SO) en las estaciones 8 y 21, aunque hay que destacar que en esta última estación la dirección NO está obtenida a partir de picos estilolíticos. Los tensores con orientación de σ_1 ESE pueden estar asociados a la desviación del campo de esfuerzos en las proximidades de cabalgamientos que limitan el margen sur de la Sierra de Cameros de la Cuenca de Almazán (estaciones 10 y 14).

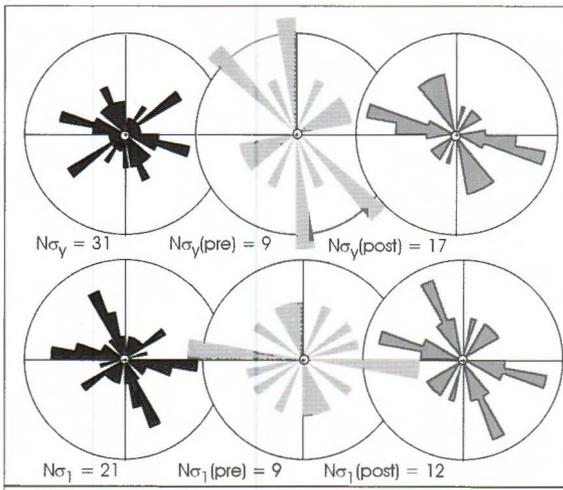


Figura 5.21. Diagramas en rosa de las direcciones de σ_y y σ_1 del sector septentrional. Se ha representado también los diagramas de direcciones pre-plegamiento y post-plegamiento. El radio de la circunferencia equivale al 20% de los datos.

Los tensores de esfuerzos compresivos obtenidos corresponden en su gran mayoría al régimen de esfuerzos del *décrochement* (σ_2 vertical), aunque existen algunos próximos a la distensión uniaxial ($\sigma_1 = \sigma_2$, $R=1$) en las estaciones 5, 10 y 21 (Fig. 5.22). Otros cinco de los tensores de esfuerzos obtenidos están dentro del campo de compresión triaxial, pero dos de ellos (estaciones 8 y 9) muy próximos a la compresión uniaxial ($\sigma_2 = \sigma_3$, $R=0$).

En tres casos ha sido posible establecer una cronología relativa entre las estructuras ocasionadas por cada una de las direcciones de compresión, observándose en la estación 10 como la dirección de σ_1 N175E es

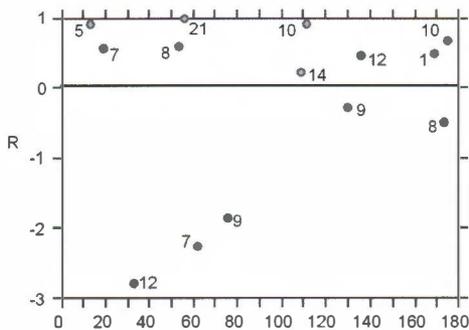


Figura 5.22. Diagrama y-R del sector septentrional donde se ha representado los tensores compresivos obtenidos en el análisis mesoestructural con indicación de la estación a la que corresponde cada dato.

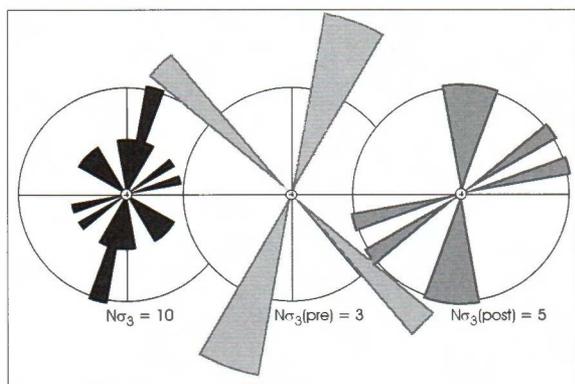


Figura 5.23. Diagramas en rosa de las direcciones de σ_3 del sector septentrional. Se ha representado también el diagrama de direcciones de σ_3 este tensor en función de su relación con el pliegue (preplegamiento o postplegamiento). El radio de la circunferencia equivale al 20% de los datos.

anterior a la N112E, mientras que en la estación 12 la dirección de σ_1 N136E es anterior a la compresión N033E, y en la estación 21 la dirección de σ_1 N056E es anterior a la dirección N157E definida por picos estilolíticos. En todos los casos los ejes de los tensores de esfuerzos N y NO están basculados según la estratificación, y por lo tanto son anteriores al plegamiento, mientras que los ejes principales de los tensores de dirección ESE y NNE se sitúan en posición subhorizontal.

Se han encontrado también once tensores de esfuerzos en régimen distensivo (σ_1 vertical) en las estaciones 1, 5, 6, 8, 9, 13, 18, 17 y 21, aunque sólo siete ha sido obtenidos a partir de fallas, estando el resto definidos a partir de diaclasas y grietas de extensión. Existe un claro predominio de la dirección de σ_3

en NNE, aunque existen dos mínimos relativos con direcciones subperpendiculares: NO y ENE (Fig.5.23). Los tensores de esfuerzos suelen tener una relación de R dentro del campo de distensión triaxial, aunque dos de ellos se sitúan muy próximos a la distensión radial o multidireccional (estaciones 6 y 8). En la estación 1 ha sido posible establecer por la superposición de estrías una cronología relativa de los tensores de esfuerzos distensivos, en la que el tensor de esfuerzos con σ_3 en de dirección ENE es posterior al de dirección NNO. En el extremo oriental del sector, las estaciones 17 y 18 presentan en algunos de sus planos de diaclasa escalones

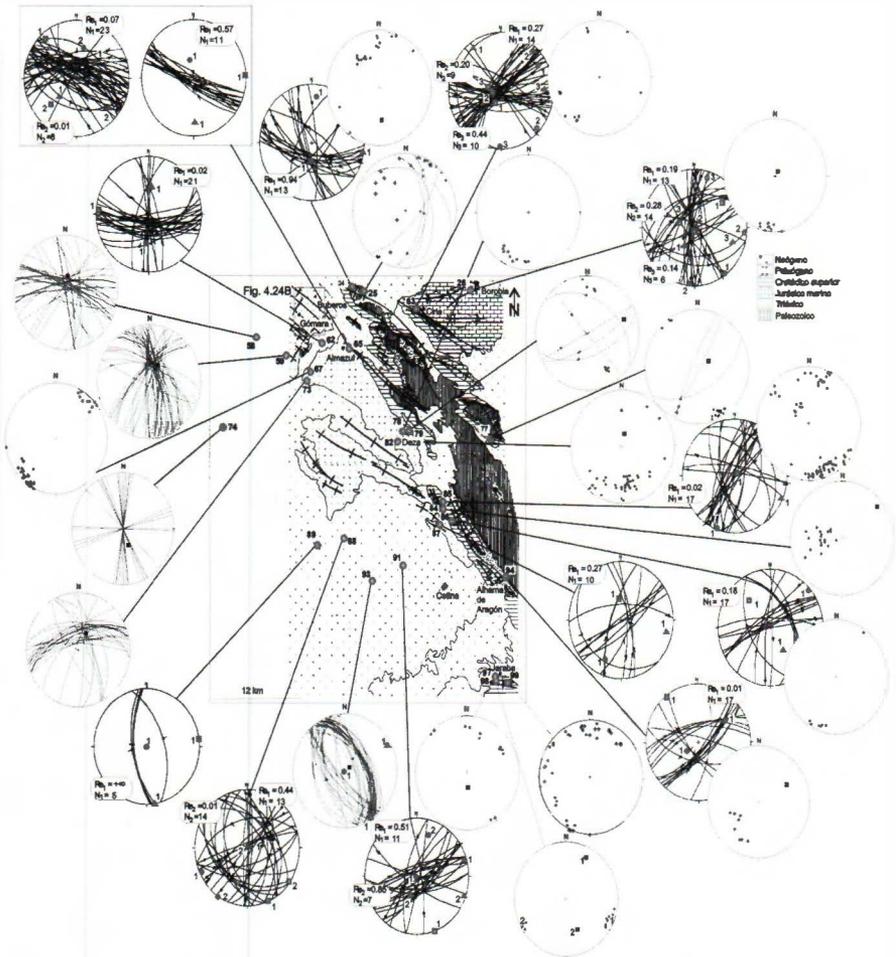


Figura 5.24A. Tensores encontrados en las estaciones del sector de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Se ha utilizado la misma simbología que en la figura 5.20. El número de la estación se corresponde con el de la figura 5.19.

que denotan la existencia de una componente de cizalla en sentido sinestrósum, por lo que se ha determinado la dirección del eje σ_y del tensor de esfuerzos en N015E y N050E respectivamente. Ambos resultados son congruentes con la dirección del plegamiento en el caso del segundo tensor y con los datos del análisis de mesoestructuras en una estación próxima (estación 19) en el caso del primero de ellos. La dirección de extensión que se han determinado en las estaciones 1, 5, 6, 8, 9 y 13 se sitúan subperpendiculares a la dirección del pliegue donde han sido tomados los datos

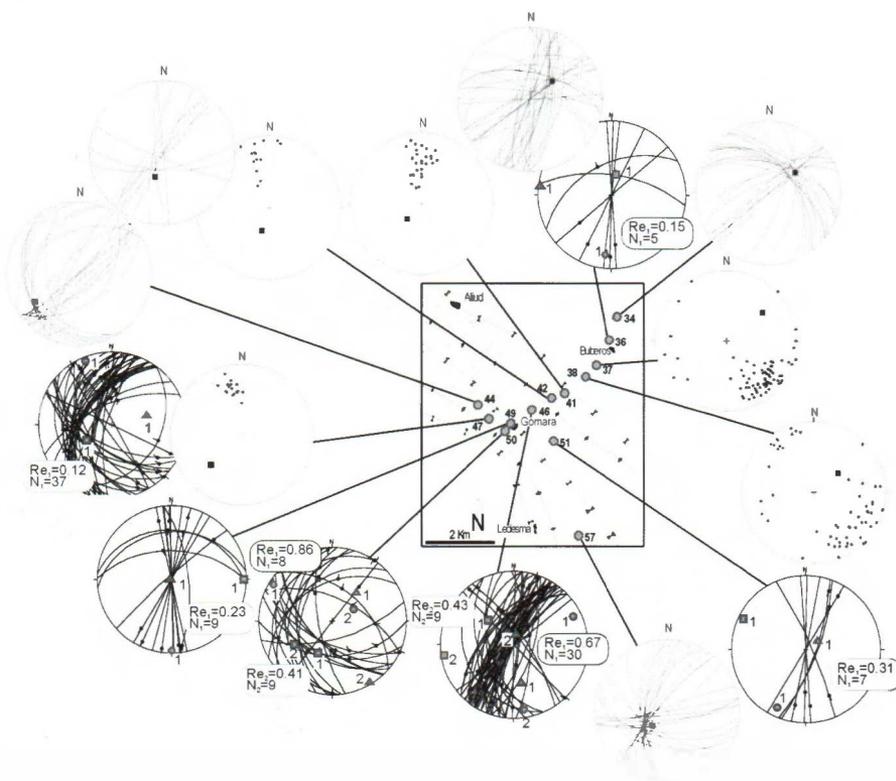


Figura 5.24B. Tensores encontrados en las estaciones del sector de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, en las proximidades de la localización de Gómar. La edad de los depósitos es Paleógeno. Su situación con respecto al resto de las estaciones de este sector se ha indicado en la figura 5.24A. Se ha utilizado la misma simbología que en la figura 5.19.

de las mesofallas, por lo que se puede pensar en tensores locales debidos a que la génesis de las fallas que los determinan están ligadas a la deformación de charnela externa del pliegue.

2.2. RAMA ARAGONESA

Los materiales mesozoicos que constituyen la Rama Aragonesa, y los depósitos terciarios que están representados en este sector se encuentran afectados por pliegues de dirección NO-SE. En este sector se ha podido determinar el estado de esfuerzos en 43 estaciones (Fig. 5.24A y B).

En este área la distribución de las direcciones de esfuerzos de σ_1 y σ_2 son muy semejantes a los sectores anterior, aunque se puede distinguir

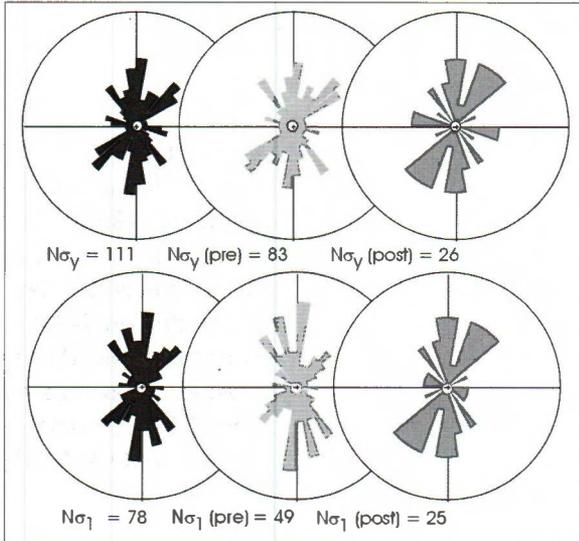


Figura 5.25. Diagramas en rosa de las direcciones de σ_y y σ_1 del sector de la Rama Aragonesa. Se ha representado también los diagramas de direcciones preplegamiento y postplegamiento. El radio de la circunferencia equivale al 20% de los datos.

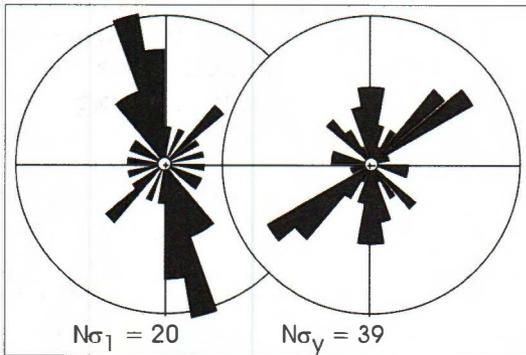


Figura 5.26. Diagramas en rosa de las direcciones de σ_1 y σ_y de las estaciones localizadas en las proximidades de Gómara (sector de la Rama Aragonesa). El radio de la circunferencia equivale al 20% de los datos

una mayor diferenciación de las orientaciones de σ_y donde persisten las direcciones anteriormente definidas: N-S, NE-SO, E-O y NO-SE (Fig. 5.25).

Al norte de la Rama Aragonesa, las estaciones 24, 25, 34, 36, 37, 38, 41, 42, 44, 46, 47, 49, 50, 51, 59, 57, 62, 65, 67 y 73 son sin duda las de mayor complejidad e interés por la variedad de estados de esfuerzos que han sido hallados en ellas, así como por la edad de los materiales donde se localizan (Paleoceno-Oligoceno). Se ha realizado un detallado análisis de las estructuras observadas a lo largo de las carreteras que unen las localidades de Búberos y Almenar de Soria con Gómara, en los paleocanales conglomeráticos que son disecados por las carreteras y que describen una estructura plegada con una dirección media aproximada N130E. Se ha observado la existencia de un diaclasado sistemático, así como de picos estilolíticos en la superficie de los cantos y fallas. El análisis de estas estructuras han permitido establecer la orientación de los esfuerzos que las generaron en diecinueve estaciones (34, 36, 37, 38, 41, 42, 46, 47, 49, 50, 51, 57, 58,

una mayor diferenciación de las orientaciones de σ_y donde persisten las direcciones anteriormente definidas: N-S, NE-SO, E-O y NO-SE (Fig. 5.25).

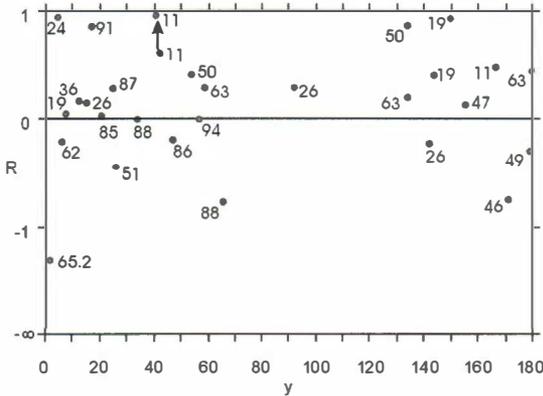


Figura 5.27. Diagrama y-R del sector de la Rama Aragonesa donde se ha representado los tensores compresivos obtenidos en el análisis mesoestructural con indicación de la estación a la que corresponde cada dato.

59, 65.1, 65.2, 67, 73 y 72). Las direcciones de compresión registradas se agrupan fundamentalmente entorno a un máximo de dirección N175E, que oscila entre N140-190E, aunque es posible diferenciar también un máximo relativo de orientación N045E. Las orientaciones de σ_y presentan tres máximos de dirección N-S (y su dispersión normal NNO y NNE), NE-SO y NO-SE (Fig. 5.26). La relación R de los tensores de esfuerzos compresivos obtenidos se sitúa dentro del campo de desgarre (estaciones 36, 47 y 50) y de la compresión triaxial (46, 49, 51 y 65.2), aunque varios de ellos se sitúan cerca de la compresión uniaxial (estaciones 36 y 47) (Fig. 5.27). Entre las localidades de Búberos y Gómara se han localizado cantos con marcas de disolución que muestran los picos estilolíticos dispuestos en abanico sobre su periferia. En ellos no se observa ningún tipo de superposición de unos picos sobre otros, lo que apunta a determinar su posible origen como debido a un régimen constrictivo en la horizontal (Fig. 5.28).

Por otra parte, los tensores de esfuerzos hallados en materiales mesozoicos (Triásico y Cretácico inferior-superior) de las estaciones 11, 19, 24, 25, 26, 62 y 63, presentan una gran variedad en las direcciones de los tensores de esfuerzos que se obtienen de su análisis, al igual que ocurría en las estaciones del entorno de la localidad de Gómara, aunque las orientaciones de σ_1 y σ_y presentan tres direcciones dominantes N-S y su desviación NNO, NE-SO y NO-SE (Fig. 5.29). Las estaciones 26 y 63, al igual que en las situadas al noroeste de este dominio, anteriormente descritas, se encuentran registradas todas las direcciones compresivas predominantes en la totalidad de la Cuenca de Almazán, aunque predominan los esfuerzos con σ_1 de dirección N-S y NO-SE. Los valores de R de las estaciones 11, 19, 24, 26, 62 y 63 se sitúan siempre en el campo de *décompression*, pero en una posición próxima a la compresión uniaxial, a excepción de uno de los tensores obtenidos en las estaciones 11 y 19, y el de la

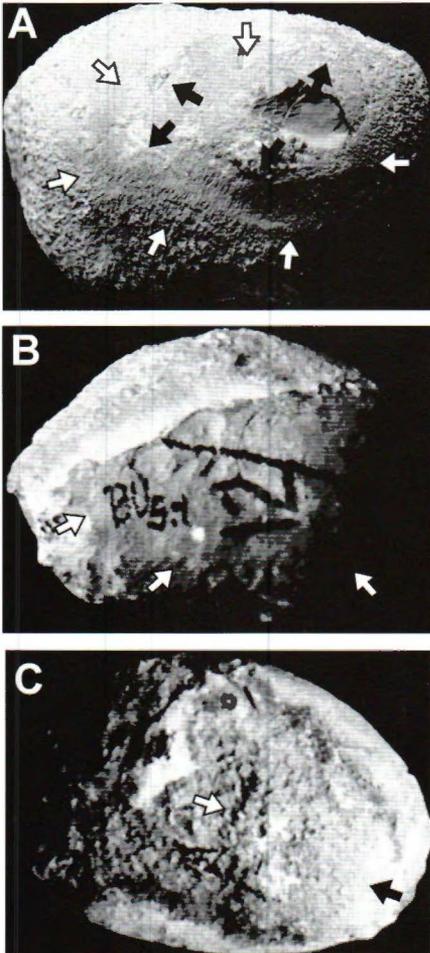


Figura 5.28. Cantos con marcas de disolución dirigida. Se observa como los picos estilolíticos se disponen en abanico sobre su periferia. No se existen evidencias de superposición de unos picos sobre otros. El canto de la fotografía A ha sido localizado en la estación 38, mientras que los cantos B y C) se hallaban en el afloramiento 37.

estación 24 que se sitúan cercanos a la distensión uniaxial (Fig. 5.27). A partir de los datos cronológicos establecidos en la estación 11 para el tensor de orientación NE se puede establecer una evolución en el régimen de esfuerzos del mismo desde el campo de desgarre al de distensión. En la estación 21 ha sido posible establecer la relación cronológica relativa entre los tensores de compresión obtenidos, siendo el primero en generarse el de dirección NE-SO, seguido a continuación por los de dirección N-S y NO-SE. Para la estación 63 la relación cronológica se ha establecido por criterios de campo, así como a partir de su relación con el plegamiento. Los resultados obtenidos son idénticos a los de la estación anterior, determinándose una primera compresión NE-SO, seguida de una compresión N-S, y por último una compresión en dirección NO-SE.

Las direcciones de extensión determinadas fundamentalmente a partir del análisis de diaclasas (estaciones 34, 36, 41, 42, 44, 57, 58, 59, 72 y 73), y muy raramente a partir de grietas de extensión (estación 25) y fallas (estaciones 11, 46 y 65), presentan una orientación predominantemente NO-SE (Fig. 5.30). La edad de los materiales en los que se localizan estas estaciones es mesozoica y paleógena. Cerca de la localidad de Boñices (Estación 58) han sido observadas diaclasas con estructuras plumosas en las superficies de sus planos, que indican una orientación de σ_y paralela a la dirección de éstos (N103E) y de σ_3 perpendicular a

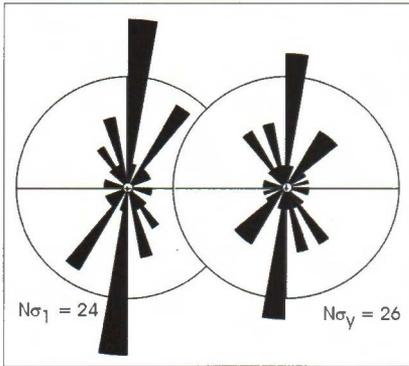


Figura 5.29. Diagramas en rosa de las direcciones de σ_1 y σ_γ de las estaciones localizadas en el área septentrional de la Rama Aragonesa. El radio de la circunferencia equivale al 20% de los datos.

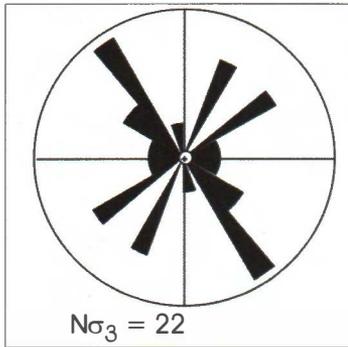


Figura 5.30. Diagrama en rosa de las direcciones de σ_3 del sector de la Rama Aragonesa. El radio de la circunferencia equivale al 20% de los datos.

dichos planos (Hancock y Engelder, 1989), por lo que se deduce una dirección de extensión N013E, perpendicular a la estructura y supuestamente asociada a la extensión de charnela externa.

En el sector central de la Rama Aragonesa resulta más difícil localizar estaciones para el análisis de mesoestructuras en materiales terciarios. Se han estudiado nueve, cuatro de ellas en materiales paleógenos y cinco en depósitos del Mioceno inferior-medio. En tres de ellas ha sido posible realizar el análisis de las fallas por medio de métodos estadísticos (estaciones 87, 88, y 91) y en cuatro se ha determinado la dirección de compresión por medio de picos estilolíticos (estaciones 78, 79, 82 y 84). En las dos restantes (estaciones 89 y 93), y sólo en algunos planos, se han podido observar estrías de deslizamiento que presentan cabeceos altos y sentidos de movimiento normal. Sin embargo, debido a la buena definición de dos familias conjugadas se ha inferido las orientaciones de los ejes de esfuerzos de acuerdo con el

modelo de Anderson (1951). Se observan en estas estaciones dos direcciones de compresión predominantes según N a NE y NO-SE, aunque si observamos las orientaciones del esfuerzo máximo en la horizontal los máximos se distribuyen según dos direcciones claramente diferenciadas N-S y NE-SO (Fig. 5.31). Los valores de R observados para los tensores compresivos se sitúan tanto en el campo del desgarre como de la compresión triaxial, aunque algún tensor se sitúa próximo a la compresión uniaxial (estación 88) o a la distensión uniaxial (estación 91) (Fig. 5.27).

En las estaciones localizadas los materiales del Triásico y Cretácico superior de la zona central de la Rama Aragonesa (estaciones 77, 85, 86 y

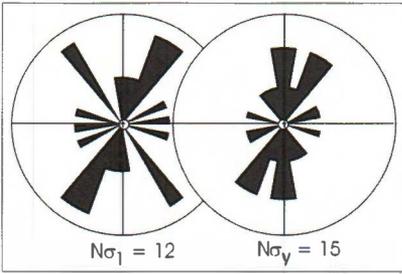


Figura 5.31. Diagramas en rosa de las direcciones de σ_1 y σ_γ de las estaciones localizadas en el área central de la Rama Aragonesa. El radio de la circunferencia equivale al 20% de los datos.

94) vuelven a hacerse patentes las tres direcciones de compresión características en el área: N, NE y NO. El valor de R de los tensores obtenidos en estas estaciones muestra un régimen de esfuerzos que se distribuye preferentemente entre el campo de la compresión uniaxial a triaxial (Fig. 5.27).

En las estaciones situadas en materiales del Cretácico superior del borde sureste de la Cuenca de Almazán (estaciones 97, 98 y 99) se vuelve a repetir el patrón de direcciones anteriormente descrito. Estas direcciones han sido definidas por máximos de picos estilolíticos. A partir de las relaciones de corte entre las juntas

En las estaciones situadas en materiales del Cretácico superior del borde sureste de la Cuenca de Almazán (estaciones 97, 98 y 99) se vuelve a repetir el patrón de direcciones anteriormente descrito. Estas direcciones han sido definidas por máximos de picos estilolíticos. A partir de las relaciones de corte entre las juntas

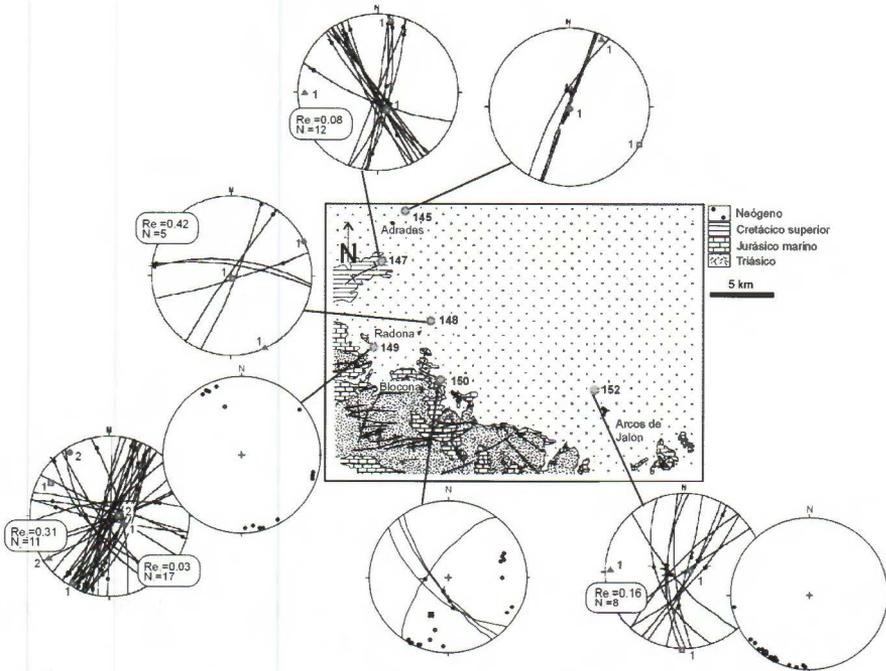


Figura 5.32. Tensores encontrados en las estaciones del sector de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Se ha utilizado la misma simbología que en la figura 5.20. El número de la estación se corresponde con el de la figura 5.19.

estilolíticas ha podido realizarse una datación relativa de la cronología de actuación de los esfuerzos. Así, en la estación 98 se ha observado cómo los picos de dirección N125E son cortados por picos de dirección N178E. Del mismo modo, en la estación 99 se pudo apreciar como los picos de orientación N147E eran cortados por los de dirección N055E. Con base en ello, en este sector se puede determinar que el tensor NO-SE es anterior a los de orientación N-S y NE-SO.

En el zona central y meridional de este sector se han detectado cinco direcciones de extensión establecidas a partir de fallas (estaciones 89, 91, 93 y 96) y diaclasas (estación 95) que presentan una orientación media ENE. La edad de los depósitos es Mioceno inferior-medio.

En resumen, en todo el sector, pese a que la dirección principal de plegamiento es NO-SE, existe un importante número de tensores de esfuerzos de dirección N-S, superior a los de orientación NE-SO. Los valores de la relación R para las direcciones de σ_1 se sitúan mayoritariamente dentro del campo de *décrochement*. Los tensores de esfuerzos distensivos presentan dos modas claras en función de la edad de los depósitos en las que se localizan las estaciones de medida. Los materiales de edad mesozoica y paleógena presentan una orientación de σ_3 NO-SE paralela a la macroestructura de este borde de la cuenca, mientras que en los depósitos de edad Mioceno inferior-medio la orientación de σ_3 de los tensores distensivos es ENE.

2.3. RAMA CASTELLANA

Este sector comprende los materiales Jurásicos y Cretácicos de la Rama Castellana y los depósitos neógenos situados en sus proximidades (Fig. 5.32). En él se han tomado 12 estaciones de fallas, diaclasas y juntas estilolíticas.

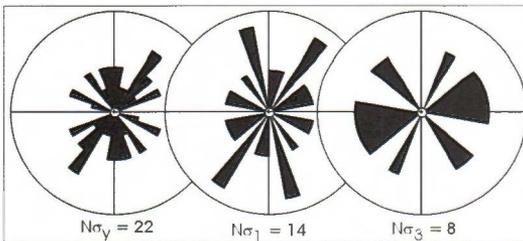


Figura 5.33. Diagramas en rosa de las direcciones de σ_y , σ_1 y σ_3 de las estaciones localizadas en el sector de la Rama Castellana. El radio de la circunferencia equivale al 20% de los datos.

En conjunto, las direcciones de σ_1 y σ_y que caracterizan este sector son muy semejantes (Fig. 5.33) y se observan tres direcciones de compresión N-S, NE-SO y NO-SE, siendo las dos primeras las más relevantes. Las

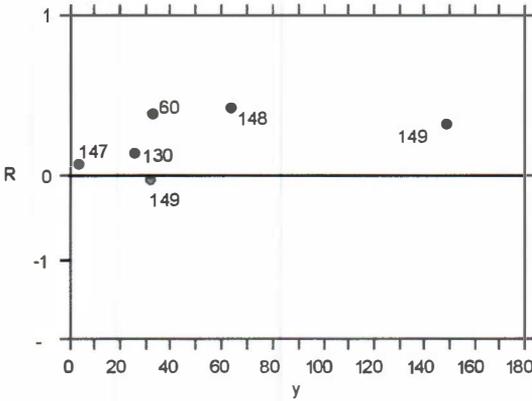


Figura 5.34. Diagrama y-R del sector de la Rama Castellana donde se ha representado los tensores compresivos obtenidos en el análisis mesoestructural con indicación de la estación a la que corresponde cada dato.

direcciones de extensión obtenidas del análisis mesoestructural se localizan fundamentalmente en los depósitos neógenos y presentan predominantemente un máximo con amplia distribución entre N050E y N100E.

En los materiales mesozoicos del borde de la cuenca (estaciones 147, 149, 150 y 154), existe un claro predominio de la compresión N a NNE sobre el resto de direcciones. Cabe destacar que el valor de la relación R en los tensores de esfuerzos compresivos de dirección NNE es muy próxima a la compresión uniaxial, mien-

En los materiales mesozoicos del borde de la cuenca (estaciones 147, 149, 150 y 154), existe un claro predominio de la compresión N a NNE sobre el resto de direcciones. Cabe destacar que el valor de la relación R en los tensores de esfuerzos compresivos de dirección NNE es muy próxima a la compresión uniaxial, mien-

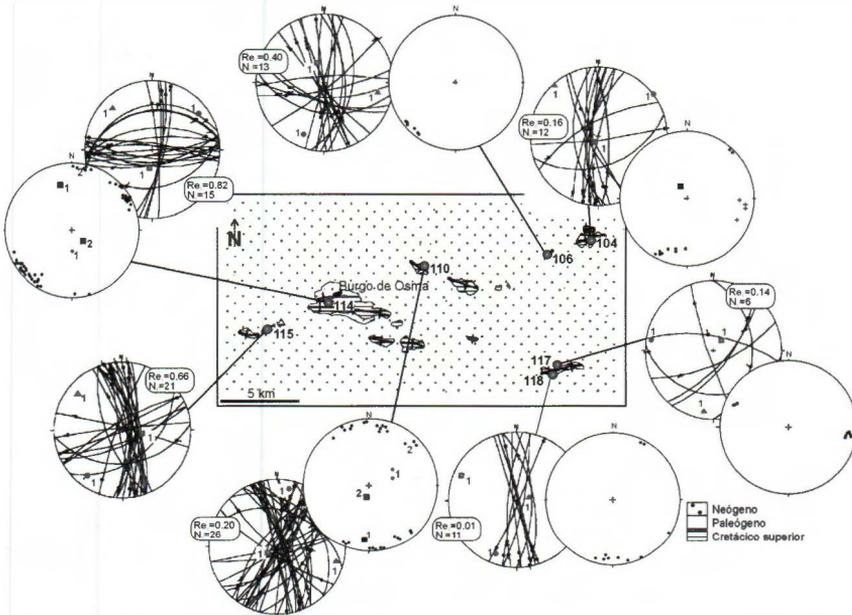


Figura 5.35A. Tensores encontrados en las estaciones del área norte del sector occidental de la Cuenca de Almazán. Se ha utilizado la misma simbología que en la figura 5.20. El número de estación se corresponde con el de la figura 5.19.

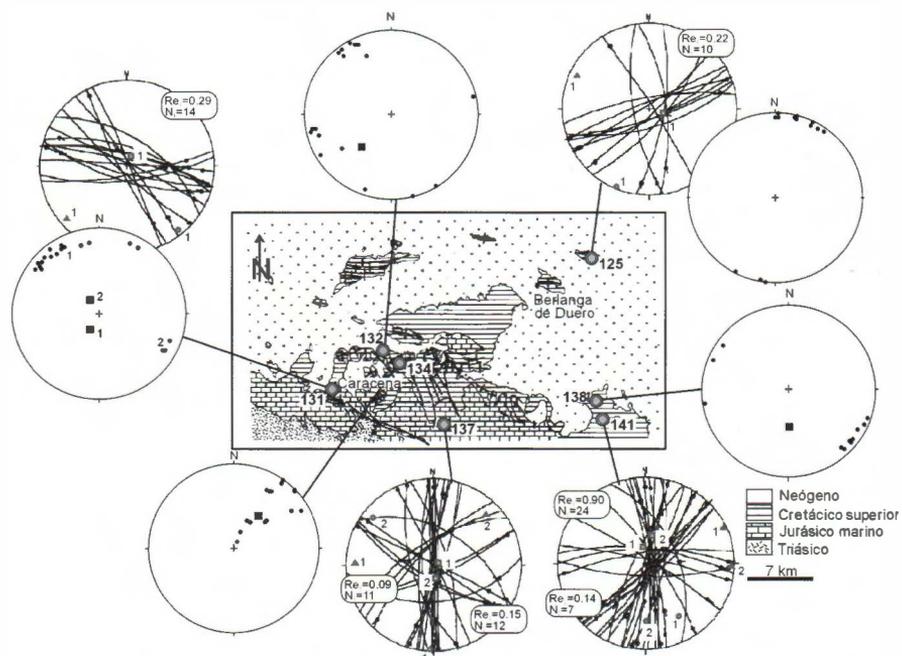


Figura 5.35B. Tensores encontrados en las estaciones del área sur del sector occidental de la Cuenca de Almazán. Se ha utilizado la misma simbología que en la figura 5.20. El número de estación se corresponde con el de la figura 5.19.

tras que el único tensor de dirección “Guadarrama” (NO-SE) obtenido a partir de falla (estación 149) presenta un valor de R dentro del campo de *décrochement* (Fig.4.34). En el análisis de las estación 154 se ha obtenido un tensor de esfuerzos en régimen extensivo de dirección N069E, con $R=3,0$.

En las nueve estaciones localizadas en materiales de edad Mioceno medio-Plioceno, se observa la existencia de una dirección de compresión NE, determinada a partir de fallas y picos estilolíticos (estaciones 60, 130, 148 y 152). El valor de la relación R corresponde a un régimen de desgarre. También se han hallado siete tensores de esfuerzos distensivos que presenta una distribución del eje σ_3 en direcciones NE-SO, E-O y NO-SE, y que en los casos en que ha podido determinarse el valor de la relación R (estaciones 90, 145, 152 y 154) ésta está dentro del campo de la extensión radial o próxima a él. En algún caso ha sido posible estimar la orientación del eje de esfuerzos distensivo gracias a la existencia de familias conjuga-

das (estación 145), al igual que ocurría en algunas de las estaciones de sector de la Rama Aragonesa.

Con los datos obtenidos en este estudio se observa cómo en este sector existe un claro predominio de la compresión NNE-SSO y NE-SO con valores de R dentro del campo de desgarre, pero próximos a la compresión uniaxial. Las direcciones de extensión presentan orientaciones E-O con valores de R dentro del campo de la extensión triaxial. Las direcciones de extensión predominantes son ENE-ESE con valores de la relación de ejes de esfuerzos cercanos a la distensión radial.

2.4. SECTOR OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE ALMAZÁN

Este sector comprende el área situada al oeste de la Cuenca de Almazán y de la Rama Castellana (Fig. 5.35A y B). Se han realizado una toma sistemáticas de mesoestructuras en un total de 26 estaciones.

Todas las estaciones estudiadas se sitúan en afloramientos de materiales mesozoicos (Jurásico y Cretácico superior) y terciario (Paleógeno y Neógeno). Aparecen tres grandes grupos de direcciones de compresión y de máximo esfuerzo en la horizontal claramente diferenciables (Fig. 5.36): N000-030E, N040-060E y N130-160E. Se han determinado dos tensores correspondientes a las estaciones 117 y 153 con dirección de compresión E-O. Otro detalle destacable es como por lo general los tensores de orientación NE-SO y NO-SE son anteriores al plegamiento de los materiales en los que se localizan las estaciones, mientras que los de orientación más norteada son posteriores al plegamiento (Fig. 5.37).

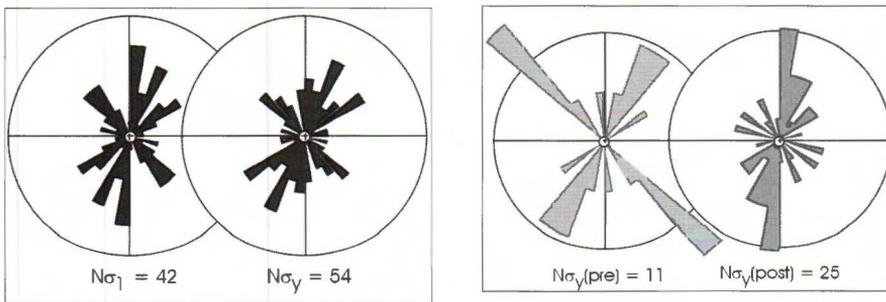


Figura 5.36. Diagramas en rosa de las direcciones de σ_1 y σ_2 del sector occidental de la Cuenca de Almazán. El radio de la circunferencia equivale al 20% de los datos.

Figura 5.37. Diagramas en rosa de las direcciones de σ_y del sector occidental de la Cuenca de Almazán. Se ha representado los diagramas de direcciones preplegamiento y postplegamiento. El radio de la circunferencia equivale al 20% de los datos.

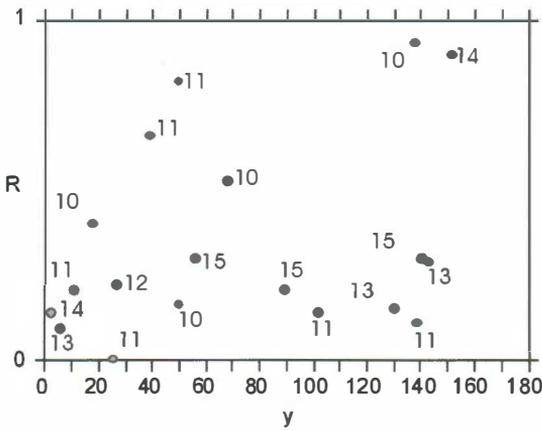


Figura 5.38. Diagrama y-R del sector occidental de la Cuenca de Almazán donde se ha representado los tensores compresivos obtenidos en el análisis mesoestructural con indicación de la estación a la que corresponde cada dato.

Los tensores de esfuerzos correspondientes a la compresión N000-035E están incluidos dentro del campo de desgarre, aunque en bastantes casos se sitúan muy próximos a la compresión uniaxial (estaciones 118, 137 y 141). Los del segundo y tercer grupo se aproximan en unos casos a la compresión uniaxial (estación 104 con σ_1 N050E, y estaciones 116 y 137 para σ_1 NO-SE) y en otros a la distensión uniaxial (estaciones 114 y estaciones 105 y 141 respectivamente).

Se ha determinado un tensor compresivo de dirección NO-SE con un valor de $R=-20$, próximo a la compresión radial. Los dos tensores con σ_1 en dirección E-O, aun situándose dentro del campo de *décrochement*, como el resto, presentan un valor de la relación R próximo a la compresión uniaxial (Fig. 5.38).

Se ha determinado también la existencia de doce tensores extensionales que presentan una orientación preferente de σ_3 E a SE. Los valores de la relación R de estos tensores esta dentro del campo de la extensión triaxial, aunque con una cierta tendencia a la radialidad.

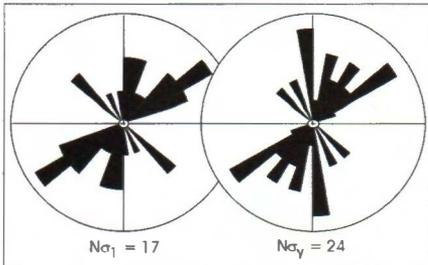


Figura 5.39. Diagramas en rosa de las direcciones de σ_1 y σ_y de las estaciones localizadas al norte del sector Occidental de la Cuenca de Almazán. El radio de la circunferencia equivale al 20% de los datos.

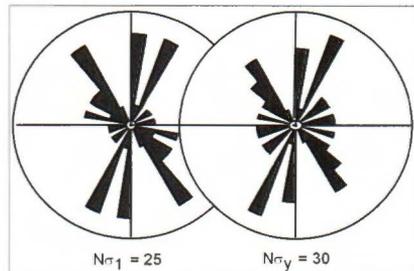


Figura 5.40. Diagramas en rosa de las direcciones de σ_1 y σ_y de las estaciones localizadas al sur del sector Occidental de la Cuenca de Almazán. El radio de la circunferencia equivale al 20% de los datos.

Se observa cómo en este sector existe una clara zonación espacial en el reparto de las direcciones de compresión. En general, al norte existe un evidente predominio de las direcciones NE-SO y de las N a NNE (estaciones 104, 106, 110, 114 y 115) (Fig. 5.39). Al sur, en la zona de contacto entre la Rama Castellana y la Cuenca de Almazán, se observa un mayor número de tensores de esfuerzos que presentan direcciones NO-SE y N a NNE (estaciones 118, 125, 131, 132, 137, 138, 141 y 156) (Fig. 5.40).

3. RESUMEN DE LOS ESTADOS DE ESFUERZOS

Se han representado en proyección estereográfica las orientaciones de σ_1 , σ_3 y σ_y de todos los tensores de esfuerzos obtenidos del análisis

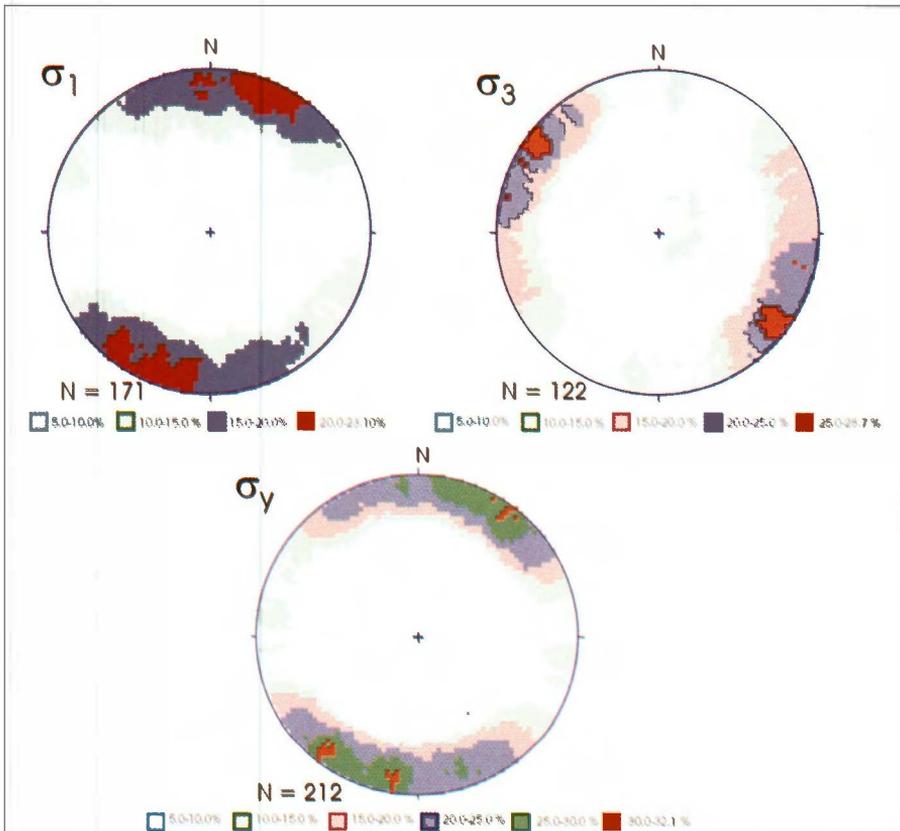


Figura 5.41. Representación estereográfica de todas las orientaciones de σ_1 , σ_3 y σ_y , de las direcciones de los ejes de esfuerzos obtenidas del análisis mesoestructural.

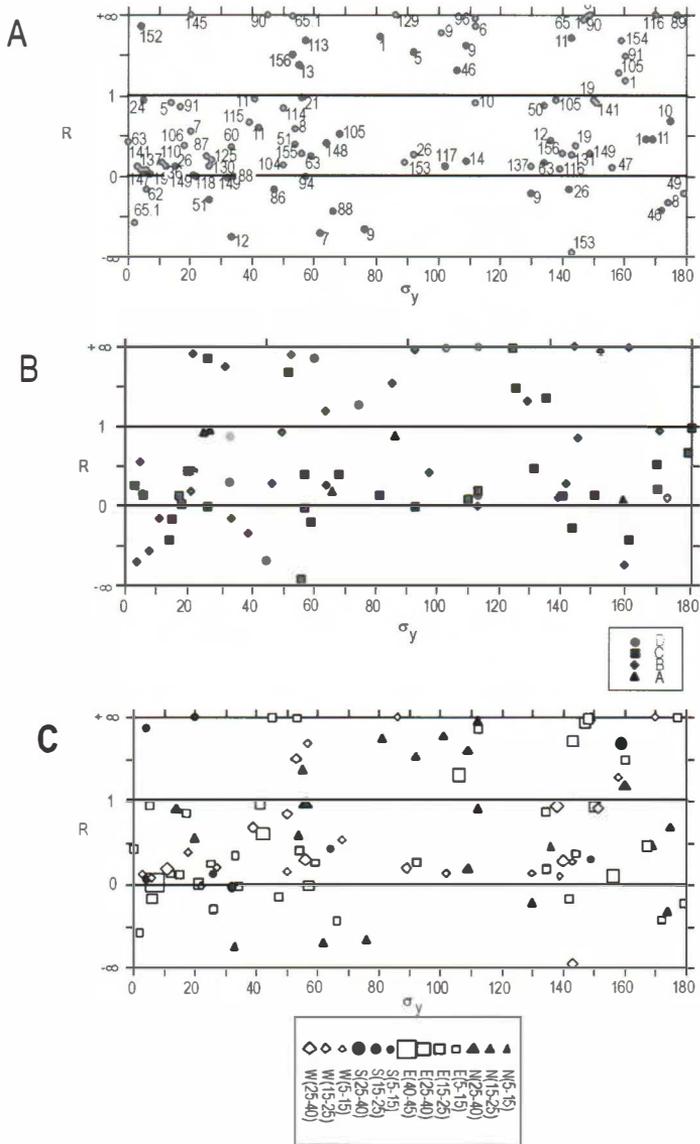


Figura 5.42. A) Diagrama y-R resumen de los estados de esfuerzos deducidos a partir del análisis mesoestructural. Para la representación de los tensores con ejes inclinados se ha considerado como vertical el más próximo a esta dirección. En la proyección se indica el número de la estación correspondiente. B) Representación de los tensores en función del Índice de Calidad (A: Excelente; B: Muy Bueno; C: Bueno; y E: Mediocre). B) Representación diferenciando los sectores en los que se localiza cada uno de los tensores (triángulos: sector septentrional; cuadrados huecos: sector de la Rama Aragonesa; círculos: sector de la Rama Castellana; rombos huecos: sector occidental).

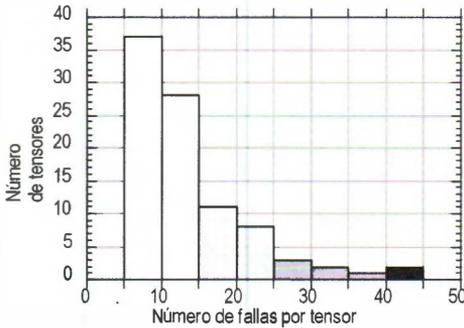


Figura 5.43. Histograma de la distribución de tensores en función del número de fallas que explican empleado para clasificar los tensores representados en el Diagrama y-R resumen donde se diferencian los distintos sectores en los que se ha subdividido la Cuenca de Almazán (figura 5.42C).

mesoestructural de todas las estaciones localizadas en el área de estudio (Fig. 5.41). Se han incluido las direcciones del máximo esfuerzo en la horizontal, compresión y distensión determinadas tanto por el análisis de fallas, como por el análisis de picos estilolíticos, grietas de extensión y diaclasas. En la representación de los ejes σ_y y σ_1 se observa cómo los máximos se sitúan formando un abanico que se extiende desde la dirección NO-SE a N-S y a NE-SO.

Por otra parte la representación de los tensores de esfuerzos extensivos muestra únicamente un máximo claro de σ_3 que se localiza en dirección ESE-ONO.

Del mismo modo, se ha elaborado un diagrama y-R resumen (Fig. 5.42) de los tensores de esfuerzos obtenidos. En su realización se han utilizado símbolos diferentes en función del dominio o sector en que se localiza y el número de fallas con que se ha definido dicho tensor. La separación según el número de fallas se ha realizado a partir de la distribución que se observa en el histograma de la figura 5.45, distinguiéndose cuatro grupos que comprenden los siguiente intervalos de clase en función del número de fallas explicadas por cada tensor: de 5 a 15; de 15 a 25; de 25 a 40; y de 40 a 45. Cabe destacar el hecho que en el intervalo comprendido entre σ_y N000E a N070E existe una distribución homogénea de los tensores compresivos obtenidos, diferenciándose claramente del otro máximo de densidad existente entre σ_y N130E a N160E. Otro carácter a destacar es el amplio abanico de direcciones que presentan los valores de σ_y dentro del campo de la distensión, y cómo existe un número importante de tensores con valores de R próximos a la distensión radial.

Para observar la distribución espacial de las direcciones de σ_y (esfuerzo máximo en la horizontal), σ_1 y σ_3 , se han representado en un mapa sintético del área (Fig. 5.44A y B; 5.45A y B; y 5.46A y B, respectivamente). En estas figuras no se han representado los tensores obtenidos a partir de fallas con valor $IQ < 0,1$, los hallados por el análisis de estilolitos y grietas de extensión cuando el número de datos que lo determinan es

inferior de cinco, ya que se ha considerado que su credibilidad puede ser cuestionada. En la figura 5.47 también se muestra la distribución de las direcciones de σ_y donde se destaca la calidad de los tensores obtenido a partir del análisis poblacional de fallas. También la frecuencia de direcciones de σ_y , σ_1 y σ_3 se representan en forma de histograma y de diagrama en rosa en la figura 5.48. Se puede observar cómo la representación del número de fallas explicadas es muy semejante al de número de tensores, pero con los máximos exagerados. En las representaciones de σ_y y σ_1 se aprecia de un modo claro la existencia de un máximo absoluto de direcciones de compresión entre N000E y N030E y de dos máximos relativos entre N030-070E y N130-170E. La transición entre esta dirección NNE y la dirección "Ibérica" es continua, mientras que el máximo de dirección "Guadarrama" aparece más claramente diferenciado del resto. Este hecho, puesto también de patente en la representación del diagrama y-R, plantea el dilema de si la dirección de compresión NE-SO es independiente de la N-S y han podido llegar a actuar simultáneamente, o podría tratarse de una desviación de esta última. En las representaciones de las direcciones de

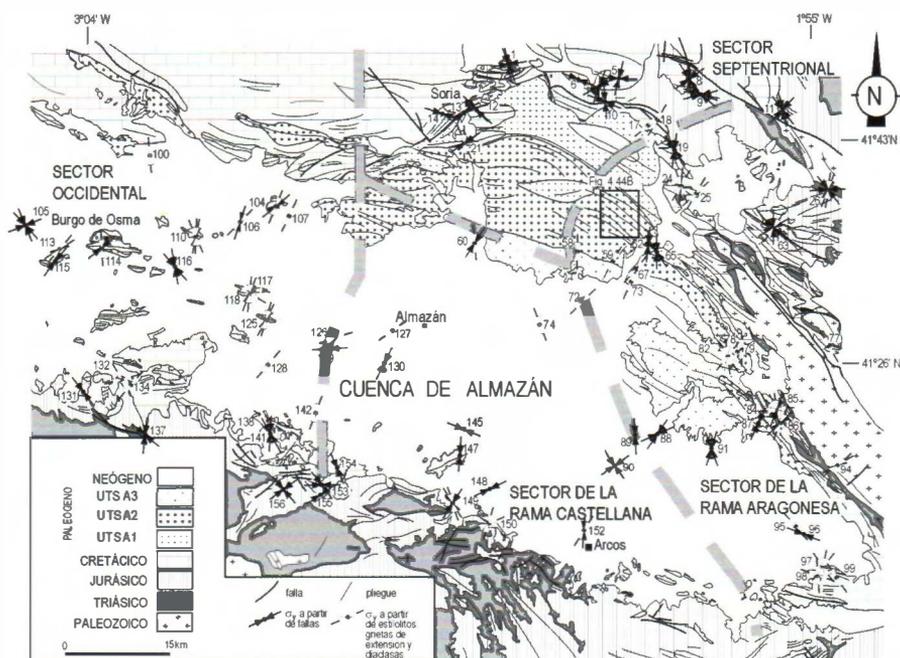


Figura 5.44A. Resumen de las orientaciones del máximo esfuerzo en la horizontal obtenidas a partir del análisis mesoestructural en la Cuenca de Almazán.

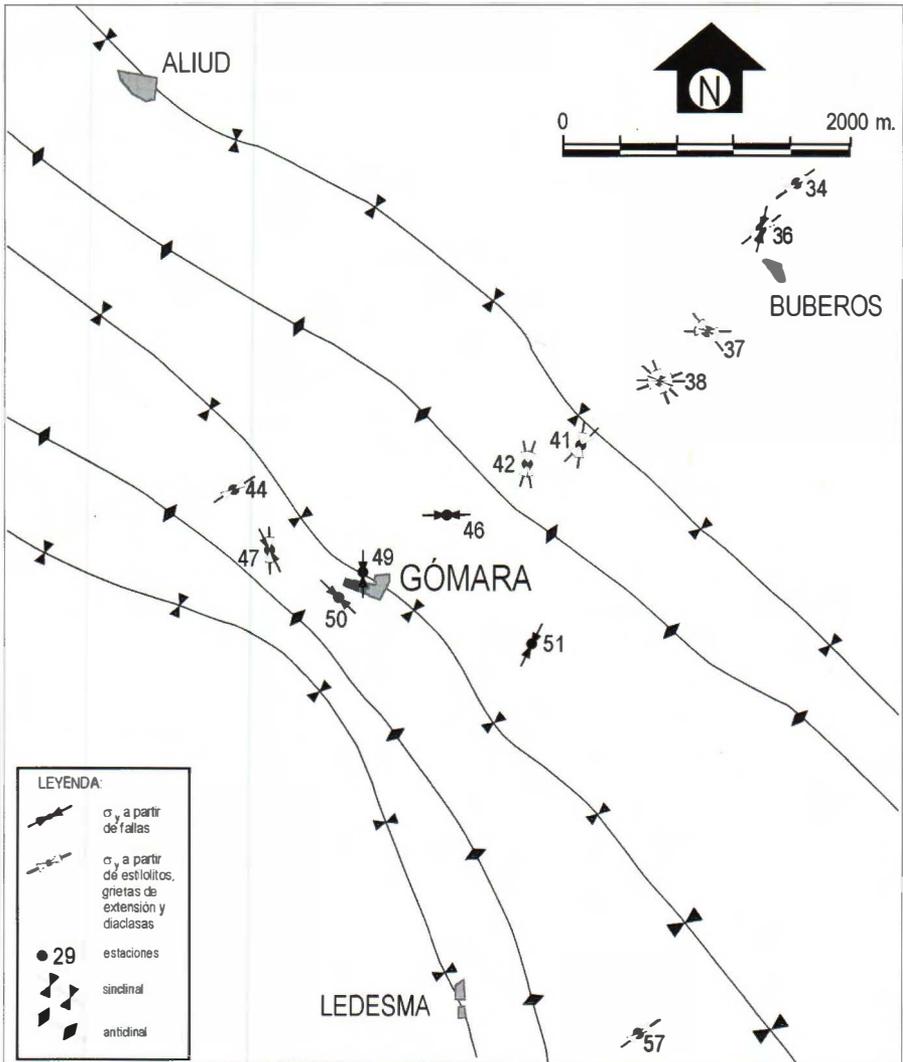


Figura 5.44B. Resumen de las direcciones del máximo esfuerzo en la horizontal obtenidas a partir del análisis mesoestructural en las proximidades de la localidad de Gómara. Su situación dentro del marco de la Cuenca de Almazán se indica en la figura 4.44A.

extensión obtenidas en la Cuenca de Almazán, se observan, *grosso modo*, dos direcciones predominantes, aunque algo dispersas: una mayoritaria en torno a NE a ENE y una menos relevante que la anterior NNE.

Se ha realizado histogramas de frecuencias de la relación R para las direcciones de σ_y de los tensores de esfuerzos obtenidos en el análisis de

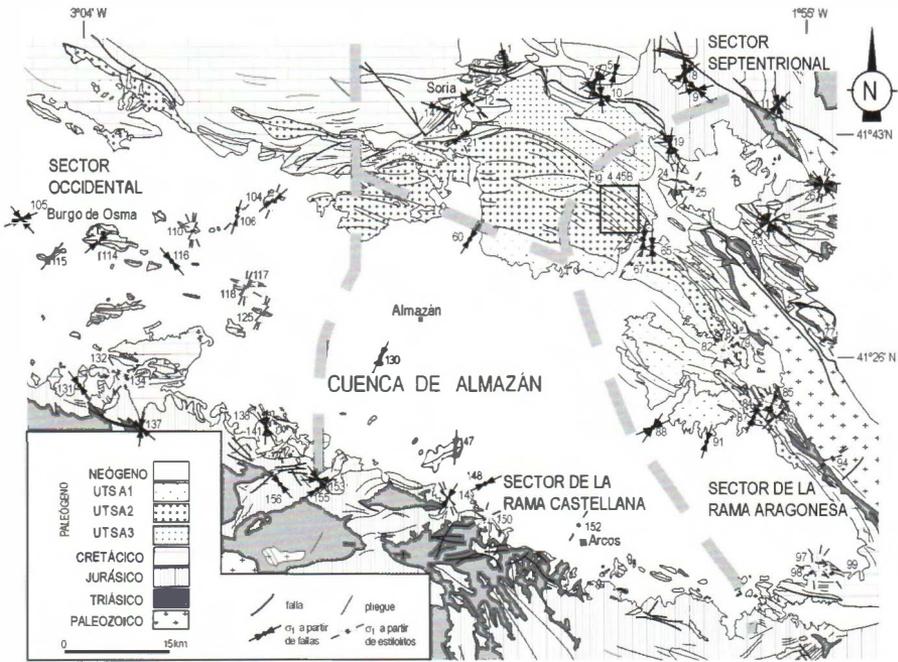


Figura 5.45A. Resumen de las direcciones de compresión obtenidas a partir del análisis mesoestructural en la Cuenca de Almazán.

las mesoestructuras en la distintas estaciones (Fig. 5.49). Se han subdivido las orientaciones en cuatro familias que presentan direcciones N170-030E; N030-070E, N070-120E y N130-170E. En las columnas de la izquierda la frecuencia aparece expresada en número de tensores de esfuerzos, mientras que en la derecha se representa el número de fallas. Para los valores de σ_y entre NNO a NNE se observa un máximo absoluto, tanto en número de fallas explicadas como de tensores obtenidos, situados dentro del campo de desgarre, pero muy próximo al campo de la compresión uniaxial. Se observan a su vez otros dos máximos relativos cercanos a la distensión uniaxial y radial respectivamente. Para las direcciones del máximo esfuerzo en la horizontal comprendidas entre N030-070E el resultado obtenido es muy semejante al anterior, al igual que sucede para las direcciones de σ_y N130E a N170E, observándose en este último intervalo la existencia de un tensor compresivo cuyo valor de R se corresponde con el de la compresión radial. En conjunto, como es de esperar, los valores de R para σ_y se distribuyen en tres máximos, dos de ellos dentro del campo de *décrochement*, pero con tendencia a la compresión y distensión uniaxial respectivamente, y un tercer máximo en el ámbito de la distensión radial.

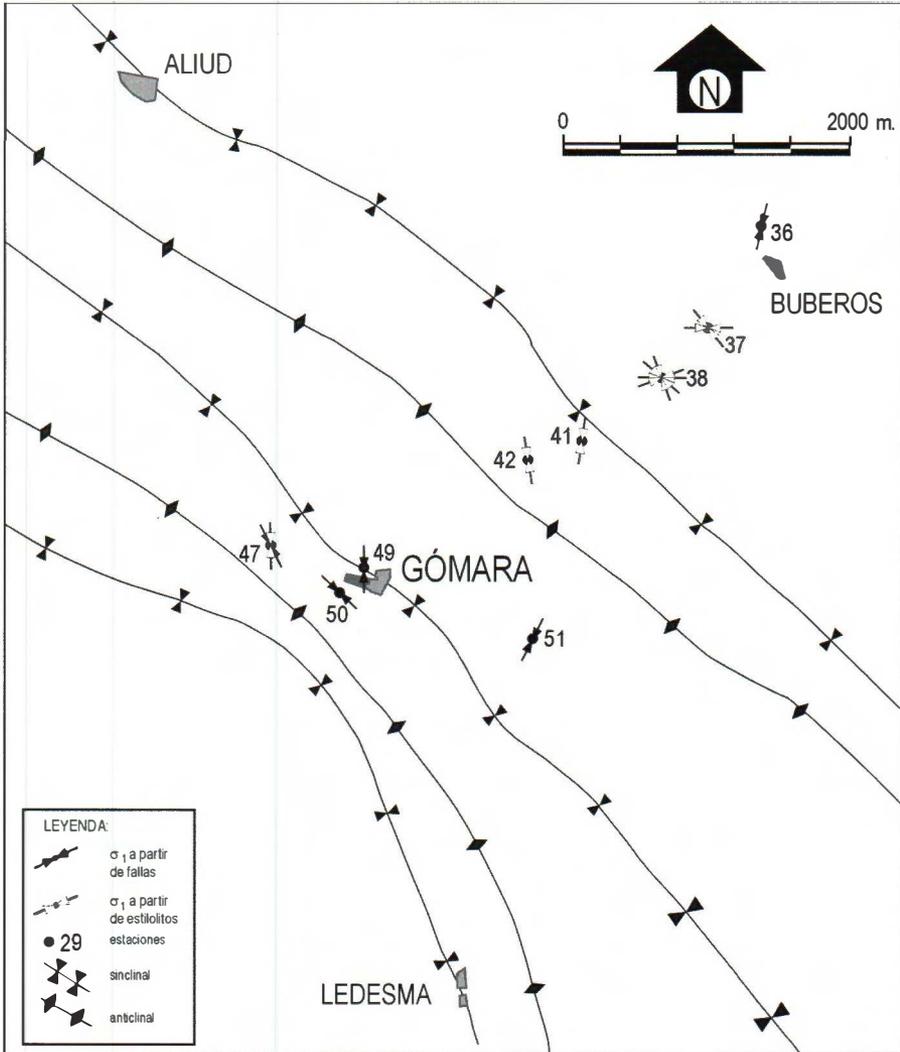


Figura 5.45B. Resumen de las direcciones de σ_1 obtenidas a partir del análisis mesoestructural en las proximidades de la localidad de Gómara. Su situación dentro del marco de la Cuenca de Almazán se indica en la figura 5.45A.

Se ha llevado a cabo la misma representación para las relaciones de R y orientaciones de los tensores de esfuerzos compresivos, subdividiendo los datos de direcciones también en cuatro familias con los mismos intervalos de direcciones que para las orientaciones de σ_y (Fig. 5.50). En el caso de las direcciones de σ_1 entre N170E a N030E se observa la existen-

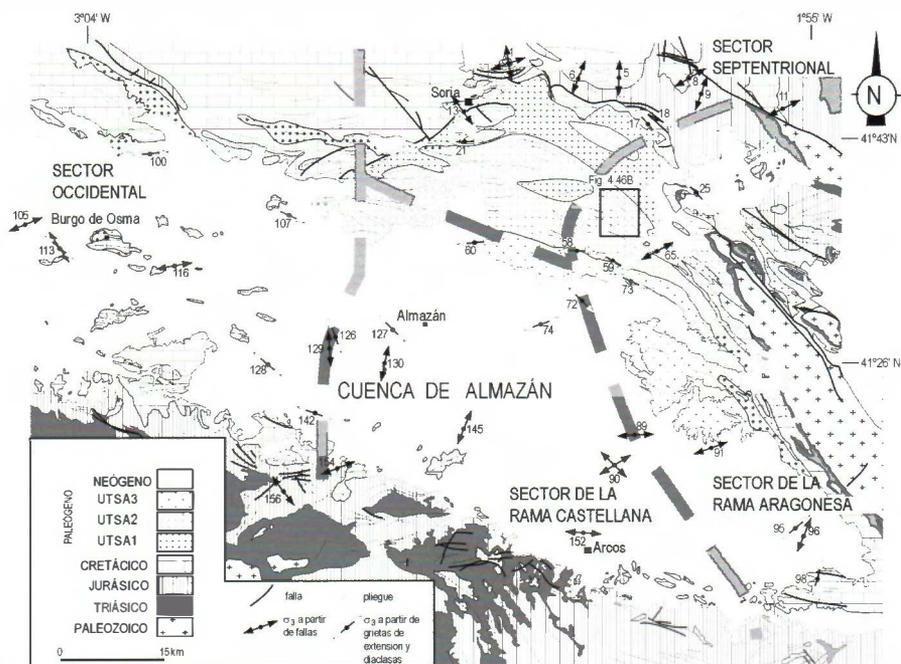


Figura 5.46A. Resumen de las direcciones de σ_3 obtenidas a partir del análisis mesoestructural en la Cuenca de Almazán.

cia de un máximo absoluto para $R = 0,0-0,3$, dentro del campo de desgarre, pero muy próximo a la compresión uniaxial, y dos máximos relativos para $R = -0,3$ a $-0,6$ y $0,8$ a $0,9$. Para las direcciones de compresión comprendidas entre $N030E$ y $N070E$ existe un máximo importante entorno a $R=0$ pero dentro del campo de la compresión triaxial. Se mantiene la tendencia general de que la gran mayoría de los tensores presenten el eje σ_2 en la vertical. Aunque el número de tensores de esfuerzos que presentan direcciones de σ_1 entre $N070E$ y $N110E$ es muy bajo, se puede apreciar cómo el máximo se sitúa en el campo de *décrochement*, siendo el valor mayoritario de R entre $0,1$ y $0,3$, aunque existe también un número importante de ellos dentro del campo de la compresión triaxial, con una cierta tendencia a la radialidad. En el histograma de la relación para las direcciones de compresión obtenidas entre $N120E$ y $N170E$ se observa un máximo absoluto entre $0,8$ y $0,9$ y un máximo relativo en $R = 0,1$ y $0,5$. De un modo global, para todas las direcciones de σ_1 obtenidas, quedan claros dos máximos para los valores de R situados en el campo de desgarre, cada uno de ellos tendente a la compresión y distensión uniaxial respectivamente.

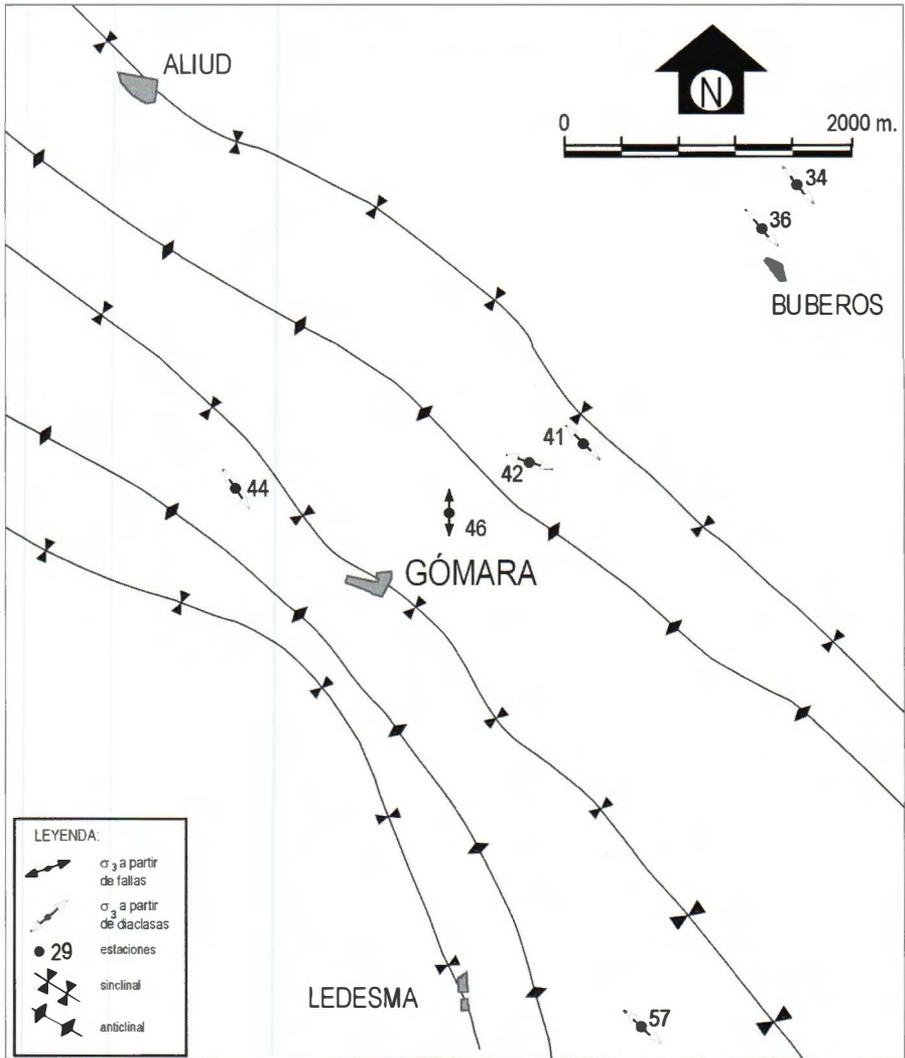


Figura 5.46B. Resumen de las direcciones de extensión obtenidas a partir del análisis mesoestructural en las proximidades de la localidad de Gómara. Su situación dentro del marco de la Cuenca de Almazán se indica en la figura 4.46A.

Por último, se han utilizado este tipo de gráficos para representar el valor de R en los tensores de esfuerzos distensivos (Fig. 5.51) para los siguientes intervalos de las orientaciones del eje σ_3 : N160-020E, N050-060E y N110-160E. Debido al escaso número de datos, los tensores que presentan direcciones comprendidas entre NNO y NNE, en función del

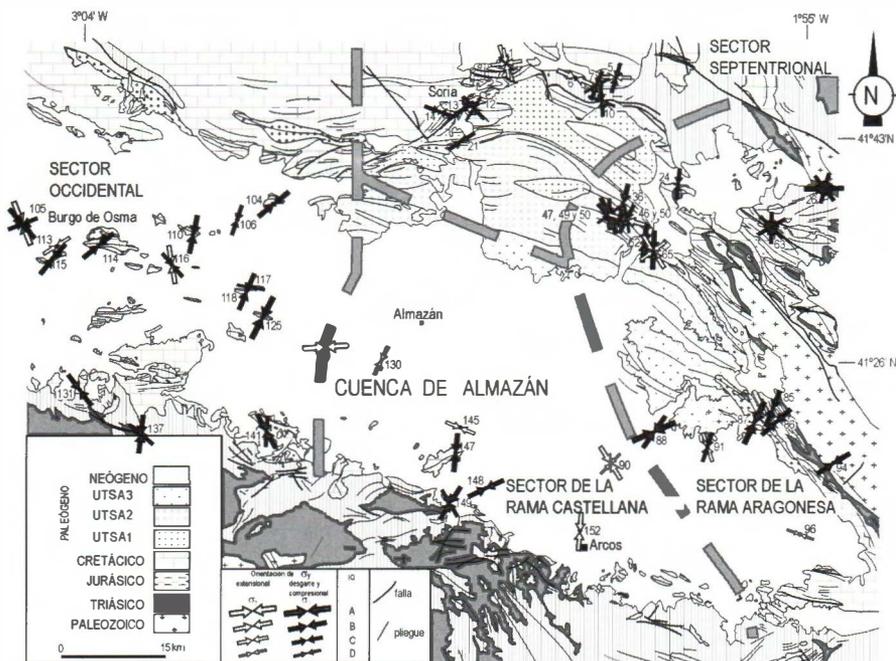
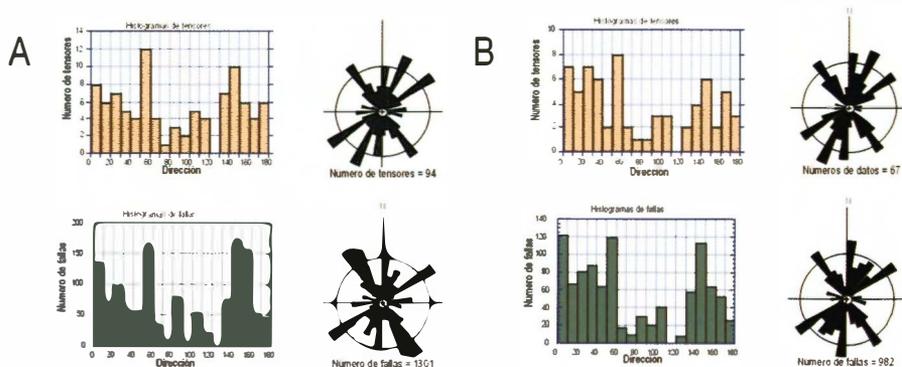


Figura 5.47. Representación de las direcciones de σ , en función del Índice de Calidad determinado a partir del análisis de fallas.

número de tensores de esfuerzos, presentan una dispersión muy elevada dentro del campo de la distensión triaxial, aunque uno de ellos se sitúa próximo a la distensión radial. Sin embargo, si atendemos al número de fallas, se observa un máximo absoluto para valores de la relación R entre 1,6 y 1,7. En el caso de los tensores que presentan orientaciones de σ_3 entre NE a E se aprecia cómo el máximo absoluto se sitúa próximo a la dis-



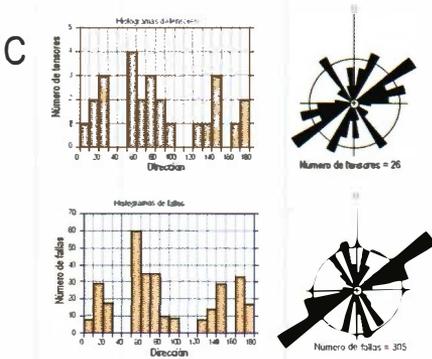


Figura 5.48. Histogramas y diagrama en rosa de las direcciones del: A) esfuerzo máximo en la horizontal; B) esfuerzo compresivo; y C) esfuerzo extensional encontradas del análisis mesoestructural de la Cuenca de Almazán. La frecuencia está determinada en función del número de tensores y del número de fallas a partir de las cuales se han obtenido dicho tensor para cada dirección del eje de esfuerzo representado. Para los diagramas en rosa, el radio de la circunferencia equivale al 10% de los datos.

función del número de tensores obtenidos se sitúa dentro del campo de la distensión radial, mientras que si nos centramos en el número de fallas explicadas, el máximo se localiza en el campo de la distensión triaxial con valores de R en torno a 3. En general, los tensores de esfuerzos distensivos presentan un máximo absoluto para R próximo a $+\infty$ (distensión radial).

4. EDAD DE LOS ESTADOS DE ESFUERZOS Y RELACIONES CON LA MACROESTRUCTURA

4.1. PALEOESFUERZOS Y EDAD DE LOS MATERIALES

A partir de los datos de campo y con los resultados obtenidos tras el

tensión radial, aunque también se observa un máximo, en función del número de fallas, para valores de R próximos a 2. En los tensores con orientación ESE a SE el máximo en

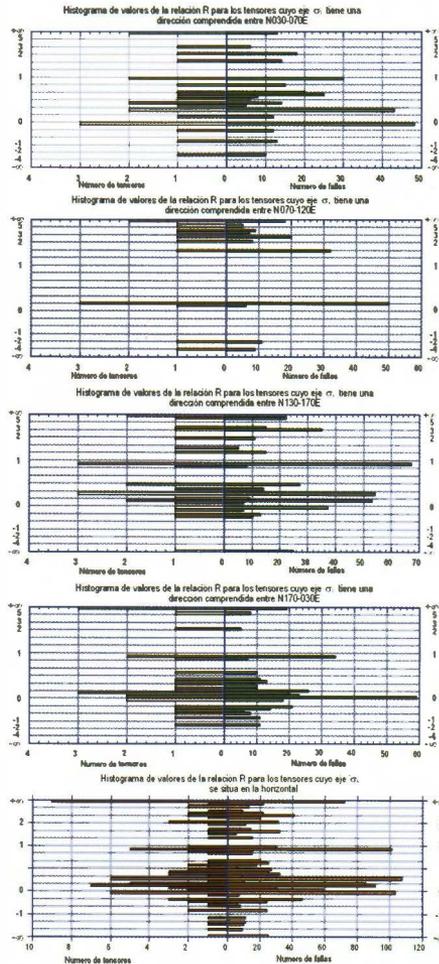


Figura 5.49. Histogramas de frecuencias de valores de la relación R para los tensores cuyo eje σ_1 presenta una dirección comprendida entre N030-070E, N070-120E, N130-170E, N170-030E y para todas las direcciones de σ_1 , en general. En la columna de la izquierda la frecuencia aparece expresada en número de tensores, en la derecha, en número de fallas.

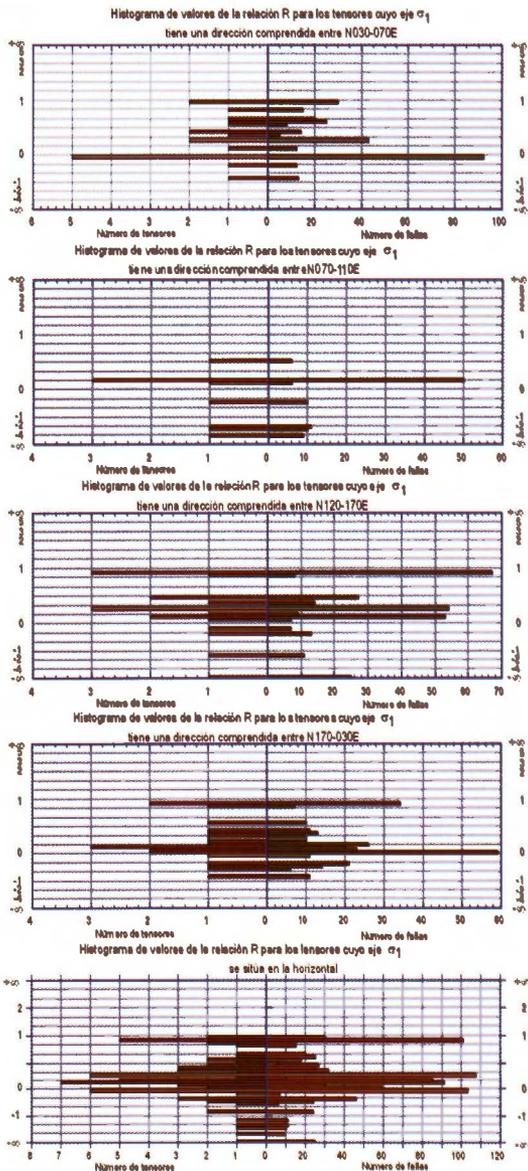


Figura 5.S0. Histogramas de frecuencias de valores de la relación R para los tensores cuyo eje σ_1 presenta una dirección comprendida entre N030-070E, N070-120E, N130-170E, N170-030E y para todas las direcciones de σ_1 en general. En la columna de la izquierda la frecuencia aparece expresada en número de tensores, en la derecha, en número de fallas.

análisis de las mesoestructuras, resulta bastante complicado asignar edades a los tensores de esfuerzos hallados. De todos modos, gracias a las relaciones de corte entre las distintas estructuras analizadas y a la disposición de éstas y de los ejes de esfuerzos con respecto a la geometría de los niveles donde se han tomado los datos (capas basculadas, plegadas, etc), es posible establecer una cronología relativa de las direcciones de esfuerzos. Posteriormente, para la asignación de edades, resulta imprescindible basarse en las relaciones de las unidades terciarias con las macroestructuras, y a la vez de éstas con los estados de esfuerzos obtenidos. Sólo así se puede establecer la secuencia de actuación de los tensores de esfuerzos en el tiempo.

Atendiendo a las macroestructuras más importantes, se observa cómo los pliegues de mayores dimensiones y continuidad afectan a los materiales paleógenos (unidades tectosedimentarias A1, A2, A3 y A4) situados fundamentalmente al norte y este de la cuenca. Estos pliegues forman un

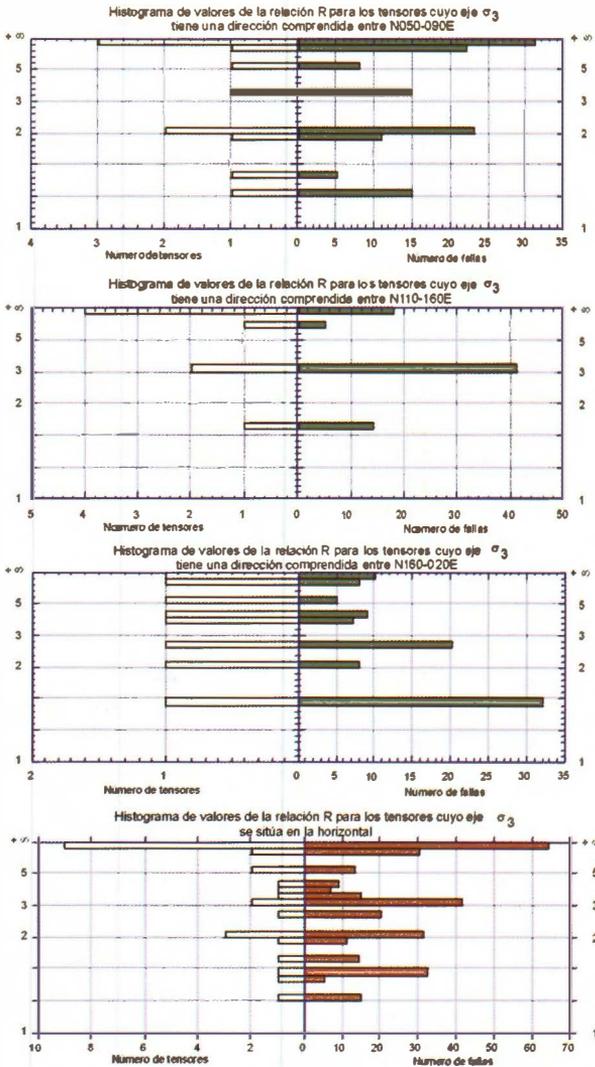


Figura 5.S1. Histogramas de frecuencias de valores de la relación R para los tensores cuyo eje σ_3 presenta una dirección comprendida entre N050-090E, N110-160E, N160-020E y para todas las direcciones de σ_3 en general. En la columna de la izquierda la frecuencia aparece expresada en número de tensores, en la derecha, en número de fallas.

arco continuo que pasa de una orientación NE-SO al oeste de la localidad de Soria y en las proximidades de Quintana Redonda, a una dirección E-O al sur de la capital soriana. Hacia el este, en el entorno de la población de Gómara, comienzan a inflexionarse hasta adquirir la orientación NO-SE cerca de Deza y Embid, característica de la Rama Aragonesa. Al sur de Gómara se observan también dos pliegues transversos de dirección NE-SO que, atendiendo a la geometría de superposición que presentan serían posteriores a los pliegues principales (Simón, 1989a). Cabe destacar también que al este del área de estudio, en las proximidades de Deza, los materiales de edad Oligoceno superior-Mioceno inferior se ven afectados por pliegues de dirección ESE a SE. Al

oeste de la cuenca se observa, en la localidad de Burgo de Osma, cómo los materiales de edad Eoceno-Oligoceno se encuentran afectados por un pliegue de dirección E-O que presenta un flanco vertical.

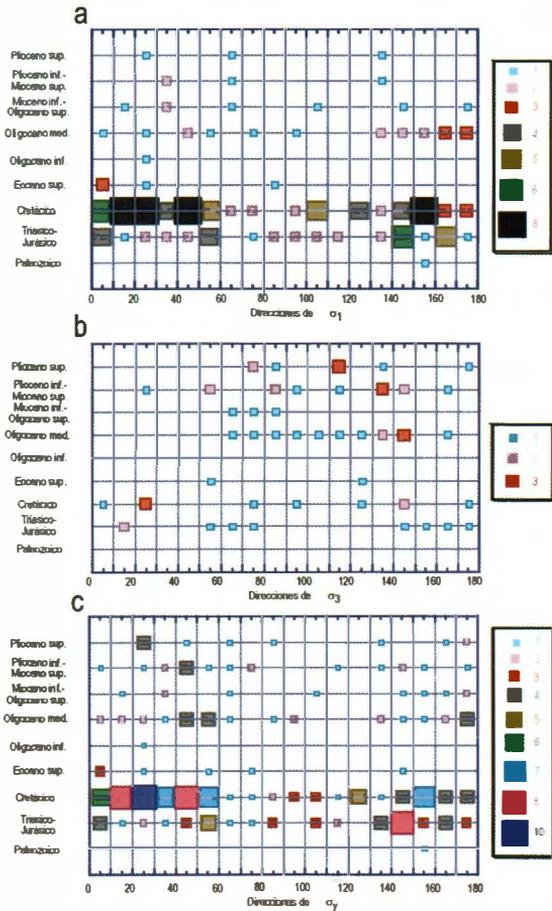


Figura 5.52. Representación de las direcciones de esfuerzos en función de la posición estratigráfica de los materiales en los que se sitúa las estaciones de mesoestructuras. El tamaño del cuadrado es en función directa del número de tensores que se encuentran en el mismo intervalo de direcciones para una determinada edad de los depósitos. El número de tensores que representa cada cuadrado se refleja en el margen derecho de cada figura. a: direcciones de σ_1 ; b: direcciones de σ_2 ; y c: direcciones de σ_3 .

Por lo tanto, se puede afirmar de un modo general que los pliegues arqueados existentes al norte y este de la Cuenca de Almazán, así como el pliegue de Burgo de Osma, afectan a materiales de edad comprendida entre el Paleoceno y el Mioceno inferior. En el tránsito entre los depósitos plegados y los que se sitúan horizontales se ha encontrado fauna de vertebrados (yacimiento de Cetina, situado en la margen izquierda del río Henar) datada por Daams (1976) como biozona MN2 (Ageniense). La etapa de deformación más importante se produjo, por lo tanto, en el intervalo de tiempo comprendido entre el Paleoceno y el Ageniense.

El tema de la datación se complica mucho más a la hora de asignar edades a los estados de esfuerzos. En la figura 5.52 se representan las direcciones de esfuerzos

en función de la posición estratigráfica de los materiales en los que se sitúan las estaciones de fallas, estilolitos, grietas de extensión y diaclasas. Se observa que en los materiales mesozoicos y en los de edad comprendida entre el Paleoceno y Oligoceno medio es donde se ha obtenido el mayor número de direcciones de esfuerzos. Cabe destacar también que el número

ro de tensores de esfuerzos obtenidos en el Mesozoico es mayor que en los depósitos terciarios. Ello obedece a que los depósitos carbonatados son más favorables a la formación de indicadores de paleoesfuerzos que los detríticos, y por lo tanto el número de estaciones donde se han hallado indicadores cinemáticos es mucho mayor en estos materiales.

En la figura 5.52a se observa que a medida que ascendemos en la serie estratigráfica las direcciones de compresión N a NNE, NE-SO se mantienen, así como a excepción de algún intervalo temporal las direcciones E-O y NO-SE. En los tensores obtenidos en materiales de edad Paleoceno y Eoceno-Oligoceno no aparece la dirección N040E y N150E. La causa de su inexistencia es, sin lugar a dudas, debida al escasísimo número de tensores obtenidos en este segmento de serie, ya que en materiales posteriores vuelven a aparecer de nuevo. En los depósitos del Oligoceno superior-Mioceno inferior se observa la existencia de las cuatro direcciones de esfuerzos compresivos determinados en el área estudiada durante la orogenia alpina: N, NE, E y NO. Esta tendencia se mantiene hasta el Oligoceno superior-Mioceno inferior. A partir de este momento dejan de detectarse el tensor de orientación E a ESE, manteniéndose las tres orientaciones restantes hasta el Plioceno superior.

Del mismo modo, se ha realizado un diagrama de las direcciones de σ_3 de los tensores de esfuerzos distensivos, en función de la posición estratigráfica de los materiales donde se encuentran localizadas las estaciones de estructuras frágiles, a partir de las cuales se han obtenido los tensores (Fig. 5.52b). En él se observa como los materiales mesozoicos se encuentran afectados por las tres direcciones de extensión predominantes, la N-S, la ENE a E y la NO. A partir de este momento los tensores distensivos obtenidos presentan una gran diversidad de orientaciones, aunque de un modo general se localizan en un amplio abanico de direcciones comprendido entre N060E a N150E.

Por último, se ha representado en el mismo tipo de gráfico las orientaciones de σ_y (Fig. 5.52c). La tendencia general es la misma observada con las direcciones de σ_1 , donde se observa la existencia de cuatro direcciones de máximo esfuerzo afectando los depósitos comprendido entre el Jurásico hasta el Oligoceno superior-Mioceno inferior. A partir de este momento se aprecia como la dirección de esfuerzos E-O tiende a presentar paulatinamente una orientación próxima a SE-NO, quedando por lo tanto patentes en los materiales más recientes las orientaciones de σ_y N a NNE, NE y NO.

4.2. RELACIÓN DE LAS DIRECCIONES DE ESFUERZOS CON LOS PLIEGUES

Otra herramienta utilizada para establecer la cronología relativa de las direcciones de esfuerzos es su relación con el plegamiento. Se consideran que los tensores son anteriores al plegamiento cuando dos de los ejes de esfuerzos están contenidos en el plano de estratificación. Por el contrario, cuando dos de los ejes de esfuerzos son horizontales, las fallas compatibles con ese estado de esfuerzos son posteriores al pliegue. Se ha realizado un gráfico donde se pone de manifiesto la relación entre las orientaciones de σ_1, σ_3 y σ_y que son anteriores al plegamiento de las capas y aquellas que se producen en una etapa posterior a éste (Fig. 5.53a, b y c). Para ello se han separado las direcciones de esfuerzos contenidas en el plano de estratificación basculado, y por lo tanto anteriores al pliegue, de aquellas que se presentan horizontales. En éste último caso no se han tenido en consideración las direcciones de esfuerzos, localizadas en capas horizontales o subhorizontales.

Partimos del planteamiento que la mayor parte de los pliegues son compatibles con una compresión N-S, tal y como se ha reflejado en el capítulo de macroestructura, por lo que se puede establecer que la mayoría de los pliegues, se han generado bajo un mismo estado de esfuerzos con sus variaciones y perturbaciones locales. De este modo podemos realizar una primera generalización comparando las direcciones de esfuerzos obtenidas del análisis mesoestructural entre sí y diferenciándolas únicamente por su carácter post- y preplegamiento.

En el caso de las direcciones de esfuerzos correspondientes a estados compresivos o con σ_1 horizontal (Fig. 5.53a), se observan claramente cuatro orientaciones diferenciadas: NNE, NE, ESE y NO; las cuatro son pre- y postplegamiento. Las direcciones compresivas anteriores al plegamiento de las capas presentan dos máximos absolutos con orientación NE y NO y dos máximos relativos E-O y N-S. Para las direcciones de σ_1 postplegamiento se puede observar que los cuatro máximos son determinados por prácticamente el mismo número de observaciones y que además quedan claramente delimitados.

En las direcciones de esfuerzos distensivos (Fig. 5.53b) se aprecia claramente que la orientación más noroesteada puede ser tanto pre- como postplegamiento, mientras que la orientación E-O a SE-NO es preplegamiento.

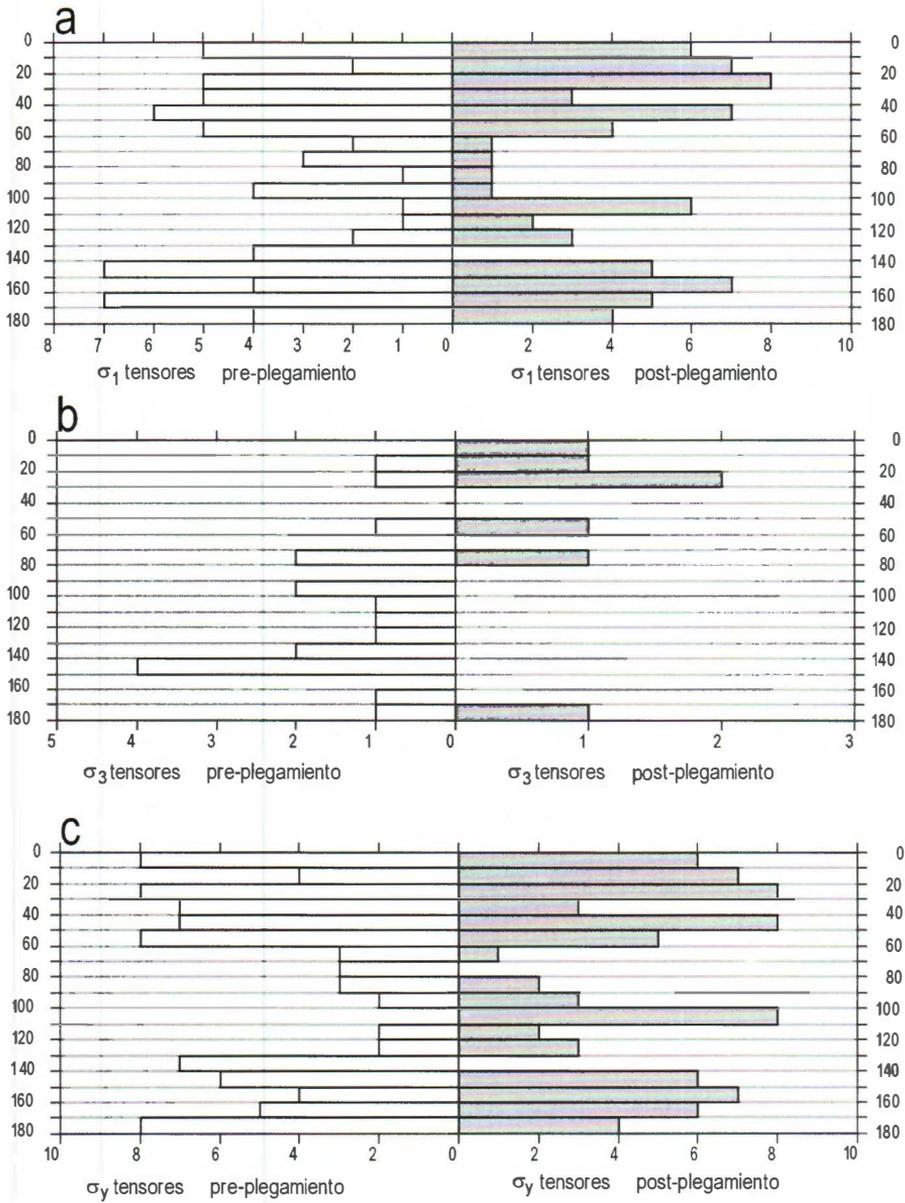


Figura 5.53. Histograma de frecuencias de las direcciones de los tensores de compresión (a), de extensión (b), y de máximo esfuerzo en la horizontal (c) en función de su número. En la columna de la izquierda se refleja la frecuencia de los tensores pre-plegamiento y en la de la derecha la frecuencia de tensores post-plegamiento obtenidos del análisis mesoestructural.

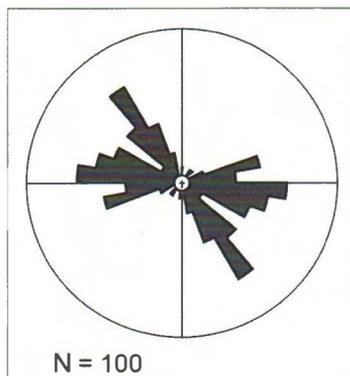


Figura 5.54. Diagrama en rosa de las direcciones de la estratificación de todas las estaciones donde se ha realizado la toma de datos mesoestructurales.

Representando las direcciones del esfuerzo máximo en la horizontal (Fig. 5.53c) queda patente la existencia de cuatro máximos claramente diferenciados: N, NE, ESE, y NO, tanto preplegamiento como postplegamiento. Cabe destacar la existencia de un máximo de dirección N100-110E postpliegue que coincide con la inexistencia de datos en la situación prepliegue.

Manteniendo el planteamiento inicial de este subapartado, se ha realizado un estudio desglosado de la relación temporal de los tensores de esfuerzos en función de la dirección de los pliegues. Para ello se han representado las orientaciones de los ejes de esfuerzos σ_1 , σ_3 y σ_y pre- y postplegamiento según las orientaciones de los pliegues en que han sido medidos los datos de mesoestructuras frágiles a partir de las cuales se han obtenido. Se han diferenciado cuatro direcciones de plegamiento (Fig. 5.54): N030-060E, N060-090E, N090-120E y N130-170E.

En el caso de los pliegues de dirección NE-SO (Fig. 5.55a), a pesar que el número de datos es pequeño, cabe destacar, tanto en el caso de las direcciones de σ_1 y σ_y , que los tensores de orientación NO a N han actuado tanto antes como después del plegamiento, mientras que los tensores de dirección NE y E son posteriores a éste. En los gráficos realizados para las restantes direcciones de los pliegues (Fig. 5.55b, c y d), se aprecia de forma general la existencia de cuatro máximos de direcciones de esfuerzos, ya determinadas en análisis anteriores, que quedan representadas de manera más o menos patentes según los casos: N a NNE, NE, ESE y NO. De los resultados obtenidos es destacable que la dirección de esfuerzos ESE para σ_1 y σ_y es posterior al plegamiento y que la orientación de σ_3 ESE a NO es anterior a la generación de los pliegues.

analizados son los que se han localizado en materiales plegados y por lo tanto la edad de estos materiales es pre-Ageniense, tal y como se ha comentado al principio de este apartado. Por ello, a los tensores definidos como preplegamientos se les puede datar como pre-Agenienses, mientras que los definidos como postplegamientos pueden ser datados como post-Ageniense.

4.3. CRONOLOGIA RELATIVA DE LOS TENSORES DE ESFUERZOS

Por último se ha establecido una cronología relativa de las distintas direcciones de esfuerzos a partir de criterios puramente mesoestructurales: relaciones de corte entre juntas estilolíticas, superposición de estrías sobre un mismo plano de falla, etc (ver Fig. 5.56). Para una mayor comodidad hemos realizado una subdivisión de la cuenca en cuatro sectores tal y como ya se establecieron en el primer apartado de este capítulo.

4.3.1. SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA CUENCA DE ALMAZÁN

En la estación 12 se observa que la dirección de compresión NO-SE es anterior a la NE-SO. Del mismo modo, en la estación 4 el tensor compresivo de orientación NO es también anterior a otro de disposición ESE. Sin embargo, en las estaciones 7, 9 y 21 los tensores de dirección NE son anteriores a los de dirección NNE en la primera, y a los de orientación NO en las otras. La estación 8 muestra cómo la dirección de compresión NNO es anterior a la NE, determinadas ambas a partir del análisis de fallas. En la estación 10 se ha obtenido un tensor con σ_1 de dirección NNO anterior a la dirección N112E.

Los tensores de esfuerzos distensivos obtenidos presentan en su mayoría σ_3 con dirección N-S. Se ubican en los materiales mesozoicos del borde norte de la cuenca, a excepción de la estación 58, localizada al sur del sector, en materiales de edad Oligoceno inferior-medio. Éstos se disponen perpendiculares a las macroestructuras del borde, por lo que pueden relacionarse con procesos extensionales ligados a la charnela externa de los anticlinales, de igual modo que el tensor con σ_3 N055E de la estación 13. Existe además un tensor de esfuerzos distensivo con σ_3 orientado E-O (estación 1). En esta estación se localiza también uno de los tensores distensivos con σ_3 de dirección N-S que, por relaciones de corte entre las estrías de los planos de falla, puede comprobarse que es anterior al E-O.

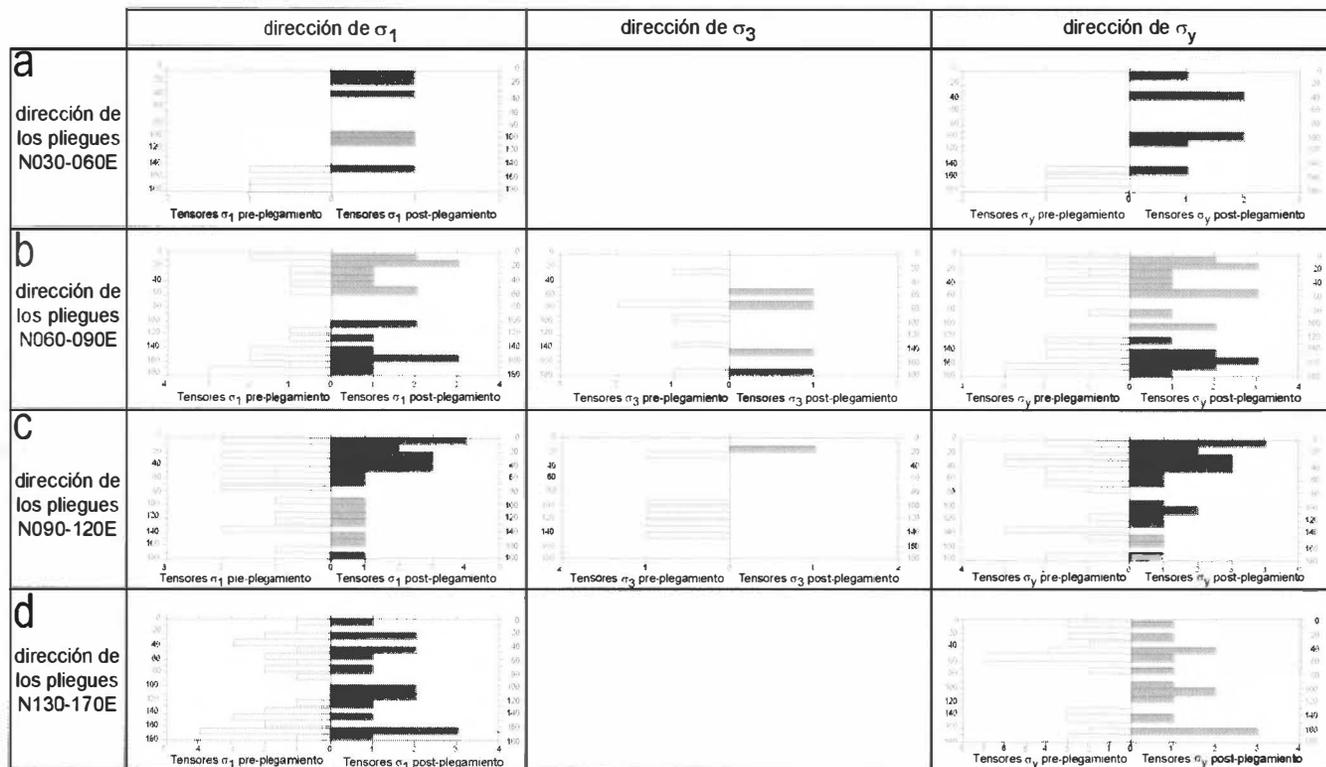


Figura 5.55. Histograma de frecuencias de las direcciones de los tensores de compresión (a), de extensión (b) y de máximo esfuerzo en la horizontal (c) en función de su número. En las columnas de la izquierda se reflejan la frecuencia de los tensores preplegamiento y en la de las de la derecha la frecuencia de tensores postplegamiento obtenidos del análisis mesoestructural.

ESTACIONES	PRIMERO	SEGUNDO	TERCERO	CUARTO
SECTOR SEPTENTRIONAL				
1	000 (pliegue)	169 (F)		
4	141 (Est)	109 (F)		
5	138 (pliegue)	014 (F)		
7	062 (F)	020 (F)		
8	174 (F)	054 (F)		
9	076 (F)	130 (F)	028 (pliegue)	
10	175 (F)	045 (pliegue)	112 (F)	
12	136 (F)	033 (F)		
SECTOR DE LA RAMA ARAGONESA				
11	042 (F)	167 (F)		
19	147 (F)	007 (F)		
21	056 (F)	000 (pliegue)	15 7(F)	
24	161 (F)	005 (F)	030 (Est)	
47	154 (F)			
179 (Est)	044 (pliegue)			
50	134 (F)	054 (F)		
63	059 (F)	000 (F)	134 (F)	109 (Est)
67	009 (pliegue)	060 (Est)		
79	000 (Est)	068 (pliegue)	002 (Est)	
85	021 (F)	083 (Est)	171 (Est)	
154 (Est)				
129 (Est)				
86	047 (F)	023 (Est)		
88	034 (F)	066 (F)		
97	011 (Est)	038 (Est)	146 (Est)	
98	125 (Est)	178 (Est)		
99	147 (Est)	055 (Est)		
SECTOR DE LA RAMA CATELLANA				
149	032 (F)	163 (Est)		
106 (Est)				
150	066 (Est)	016 (Est)		
117 (Est)				
SECTOR OCCIDENTAL				
104	016 (Est)	050 (F)		
110	035 (F)	011 (F)		
114	050 (F)	177 (Est)		
131	140 (F)	026 (Est)		
137	130 (F)	006 (F)		
138	000 (pliegue)	125 (Est)		
141	151 (F)	003 (F)		

Figura 5.56. Tabla de tensores en los que se a podido establecer su cronología relativa, bien por su relación con los pliegues, bien por existir relaciones de corte entre mesoestructuras (juntas estilolíticas, Est, que se cortan y estrías de falla, F, que se superponen unas a otras).

En general, en este sector se observa que la compresión NE-SO es coetánea con la N-S y, éstas, a su vez, también contemporáneas a la NO-SE. Con respecto a los tensores de esfuerzos distensivos se observa la presencia predominante de ejes σ_3 en dirección N-S, que como hemos indicado anteriormente están ligados a esfuerzos secundarios debidos al plegamiento. La distensión E-O es posterior, probablemente de edad post-Mioceno medio por correlación con otras áreas de la cuenca.

4.3.2. RAMA ARAGONESA

En algunas de las estaciones analizadas (11, 63 y 86) se observa que la compresión N042-059E es anterior a las direcciones de σ_1 NNO a NNE, y estas a su vez (estación 63) anteriores a las de orientación NO y ESE. Este hecho ya había sido inferido por la interferencia de pliegues existentes al sur de Gómara (Simón, 1989a). Sin embargo, en las estaciones 18, 24, 47 y 98 la dirección N147-161E es anterior a la dirección de compresión N a NNE, y del mismo modo, en las estaciones 50 y 99 la dirección NO es también anterior a la compresión N055E.

En este sector también se ha detectado la existencia de tensores de esfuerzos con el eje σ_1 de dirección N a NNE (estaciones 79, 85, 88 y 97) anteriores a la compresión NE, y éstos a su vez anteriores a la compresión NO (estaciones 85 y 97). Esta relación es clara porque los ejes σ_1 de dirección N-S son anteriores al plegamiento de las capas en unos casos, y porque las de dirección de compresión NE-SO se registra sobreimpuesta a los pliegues de dirección E-O en otros.

Parece evidenciarse que las compresiones N-S y NE-SO han coexistido en el tiempo; sin embargo, la dirección “*Guadarrama*” es posterior a las anteriores. Como se ha mencionado en las estaciones 37 y 38 se han encontrado cantos con estilolitos dispuestos en abanico, rodeando toda la periferia del canto, y en los que además no se aprecia ningún tipo de superposición. Este hecho hace suponer la actuación de un campo constructivo en la horizontal. La existencia de este campo no ha sido constatada en el análisis realizado de las fallas, posiblemente debido a los problemas geométricos y de espacio que supone la generación de fallas bajo un campo de esfuerzos de este tipo. Un campo de compresión radial supone la existencia de un valor de la relación R próximo a $-\infty$, en donde $\sigma_1 = \sigma_2$, ambos horizontales. Este campo puede ser el resultado de la actuación de dos compresiones perpendiculares o subperpendiculares entre sí simultáneas en el tiempo y en el espacio, y cuya suma tensorial dé como resulta-

do una compresión radial, o bien de una variación gradual del valor de R hasta alcanzar el régimen constrictivo bajo una única dirección de compresión.

Se han obtenido en este sector tensores de esfuerzos distensivos que afectan tanto a las rocas mesozoicas como terciarias. En la estación 25, localizada en materiales cretácicos, la extensión está definida por grietas de extensión basculadas al igual que la estratificación, representando una dirección de extensión N152E. Esta estación, así como las fallas normales localizadas en las proximidades de Borobia y Cardejon, que afectan a materiales de edad Jurásica y Cretácica respectivamente, puede quizás atribuirse a una etapa tectónica mesozoica, que probablemente se prolongara hasta el Cretácico superior, superando el límite de edad Albiense que proponen Salas y Casas (1993). En los depósitos terciarios las direcciones de extensión que se observan presentan aproximadamente orientación ENE-OSO y afectan a materiales de edad comprendida entre el Paleoceno y el Mioceno medio, por lo que pueden ser datadas como posteriores a esta edad.

En este sector se observa que la dirección de compresión NNO a NNE es mayoritariamente anterior que las NE, ESE y NO, con situaciones en que estas últimas son también anteriores a la primera. Por lo tanto, también se sigue manteniendo el comportamiento general de simultaneidad temporal en las actuaciones de las direcciones de compresión NO, NE y ESE, aunque cabe destacar como los tensores de orientación ESE son por lo general anteriores a los de dirección NO.

4.3.3. LA RAMA CASTELLANA

En este sector sólo se han observado relaciones cronológicas en dos estaciones. La estación 149 presenta una dirección de compresión N032E anterior al basculamiento de las capas por un pliegue de dirección N145E, a la que posteriormente se suceden una compresiones N163E y N106E, post-plegamiento, determinadas por el análisis de picos estilolíticos. En la estación 150 se observa cómo la dirección de compresión N066E es anterior a la N016E, muy probablemente responsable de las estructuras de dirección E-O existentes, y a la N117E, todas ellas definidas también por picos estilolíticos.

Los materiales neógenos se encuentran surcados por sistemas de fracturas penetrativas relacionadas con los procesos distensivos que

caracterizan la evolución tectónica tardía de la Cordillera Ibérica y de la Meseta (Simón, 1984, 1986, 1989; Guimerà, 1984; Gracia y Simón, 1986). Se han obtenido tensores de esfuerzos distensivos en este sector con los ejes σ_3 con orientaciones que varían desde E-O a NO-SE (estaciones 60, 72, 74, 90, 126, 127, 145, 152 y 154). Esta extensión actuaría a partir del Mioceno medio, ya que se han localizado en las proximidades de Blocona y Arcos de Jalón fallas sinsedimentarias con orientación análoga a las de estas estaciones en depósitos de esta edad (Simón, 1989).

Debido al escaso número de relaciones entre tensores de esfuerzos existentes en este sector resulta aventurado realizar una cronología relativa de actuación de cada uno de ellos, aunque queda patente que la dirección de compresión NE es anterior a las otras orientaciones (N, NO y ENE) determinadas en este sector. A esta etapa compresiva le sigue, a partir del Mioceno medio, un régimen predominantemente distensivo. Esto no implica la desaparición del régimen compresivo, tal y como lo demuestra la existencia de pliegues afectando a depósitos del Mioceno superior-Plioceno. Las direcciones de extensión obtenidas presentan orientación NO a O, similar a la del σ_3 del campo compresivo, y en general se encuentran dentro del régimen de distensión triaxial. Esto sugiere cierta vinculación entre el campo compresivo y distensivo, con un posible tránsito de un régimen a otro por intercambio de σ_1 y σ_2 , al igual que ocurre en otros puntos de la Cordillera Ibérica y de la Cuenca del Ebro (Simón, 1982; Gracia y Simón, 1986; Guimerà, 1988).

4.3.4. SECTOR OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE ALMAZÁN

En la estación 104 se observa que un tensor de dirección N024E pre-plegamiento, determinado por fallas, es anterior a otro N050E post-plegamiento, determinado por picos estilolíticos. Por el contrario, en las estaciones 110 y 114 la orientación de σ_1 NE-SO definida por fallas es anterior a la N-S, establecida a partir del análisis de fallas y picos estilolíticos. En esta zona, por lo tanto, puede seguir hablándose de una cierta simultaneidad de las compresiones NNE-SSO y NE-SO .

En el área SO de este sector existe un claro predominio de pliegues de dirección E-O que afectan a los materiales mezoicos. En las estaciones 131, 137 y 141, la dirección N130-150E es anterior a una compresión NNE, por lo que se deduce que la dirección N-S y NO-SE también han podido llegar a alternarse o ser simultáneas en el tiempo y en el espacio.

En resumen para el conjunto de la región estudiada, tal y como se puede observar en la figura 5.57, se aprecia que los tensores compresivos de dirección NE-SO son en seis estaciones anteriores a los NNO a NNE, y por el contrario, estos últimos son en cuatro estaciones anteriores a los primeros. Este hecho denota la simultaneidad en el tiempo y en el espacio de estos dos tensores casi desde el principio de su actividad. La dirección de σ_1 NO-SE es en siete casos anterior y en cuatro y seis ocasiones posterior a las direcciones de compresión N y NE, respectivamente, por lo que también puede ser considerada contemporánea con ellas. Las direcciones de compresión ENE a ESE son por lo general posteriores a las direcciones NNE, NE y NO, aunque también han llegado a coexistir con ellas.

5. EL MODELO DEL CAMPO DE ESFUERZOS TERCIARIO EN LA CUENCA DE ALMAZÁN

Para establecer el modelo de campo de esfuerzos de la Cuenca de Almazán hay que partir de la determinación del campo o los campos de esfuerzos compresivos primarios. A partir de ahí pueden interpretarse sus desviaciones espaciales y su evolución temporal. Al abordar este problema hay que tener en cuenta que la visión del campo de esfuerzos que se obtiene del análisis mesoestructural en un trabajo de este tipo no es una visión puntual del campo de esfuerzos en un momento de la historia geológica, como puede ser el actual. Lo que obtenemos es una panorámica de los campos de esfuerzos que han actuado a lo largo de aproximadamente 60 millones de años. Esta dimensión del tiempo introduce un factor de indeterminación en el análisis, que se intenta solventar a partir del análisis de macroestructuras y su relación con la sedimentación, tanto a escala local como regional. Bajo este punto de vista, los estados de esfuerzos, tanto compresivos, como distensivos (Fig. 5.44A y B; 5.45A y B; y 5.46A y B, respectivamente) suponen una visión diacrónica de los estados de esfuerzos, simultáneos y sucesivos, que han actuado en la Cuenca de Almazán.

		ANTERIORES			
		170-030	030-070	070-110	115-170
P O S T E R I O R E S	170-030		6	1	7
	030-070	4		0	3
	070-110	2	3		2
	115-17	4	6	2	

Figura 5.57. Tabla comparativa en base a los datos expuestos anteriormente (ver figura 5.56).

5.1. EL CAMPO DE ESFUERZOS PALEÓGENO

En los materiales mesozoicos y paleógenos se ha detectado, a escala mesoestructural, una gran variabilidad en las orientaciones de los tensores de esfuerzos compresivos, presentando un abanico N-S a NE-SO, además de la dirección ESE y SE. En la Figura 5.48A y B se observa que la dirección de compresión NO-SE parece corresponder a un campo regional claramente diferenciado de los dos anteriores. Este campo ya fue detectado por otros autores en áreas más meridionales a la Cuenca de Almazán (Alvaro, 1975; De Vicente, 1988). A escala del interior de la Placa Ibérica, la intensidad e importancia de esta dirección de compresión en la génesis de macroestructuras fue más relevante que las otras dos direcciones de compresión, por lo menos hasta el Oligoceno, y en algunas áreas incluso hasta el Mioceno medio-superior (Gómez y Babin, 1973; Alvaro, 1975; Manera, 1981; Capote *et al.*, 1982; Guimerà, 1984; Casas Sainz, 1985; De Vicente, 1988; Muñoz Martín, 1993; Rodríguez Pascua, 1993). Sin embargo, esta dirección de compresión en la Cuenca de Almazán sólo ha generado mesoestructuras y pequeños pliegues.

La principal problemática que plantea el intento de establecer el campo de esfuerzos primario reside en saber si las direcciones de compresión N-S y NE-SO son ambas primarias o si por lo menos, en esta zona (norte de la Cordillera Ibérica), la dirección NE-SO puede tratarse de la desviación del tensor N-S por grandes fallas o estructuras tardihercínicas que afectan el basamento. En el sector occidental se ha descrito la existencia de la Falla de Soria, de orientación NE-SO y buzamiento hacia el NO, que durante el Cretácico inferior limitó y controló la sedimentación de la Cuenca de Cameros en el sur (Clemente y Alonso, 1988). La longitud de esta falla no puede precisarse, si bien hacia el norte su continuidad debió ser pequeña, ya que el control sobre el espesor de los depósitos del Cretácico inferior se limita al margen, y hacia el sur se encuentra fosilizada por los materiales terciarios que rellenan la cuenca. En el sector oriental cabe destacar la estructuración de dirección NO-SE definida por la orientación de los niveles paleozoicos. Como ya se ha descrito con anterioridad, los materiales paleozoicos se disponen, *grosso modo*, constituyendo una serie monoclinas con buzamientos elevados (60-70°) hacia el SO. El estudio macroestructural ha permitido observar cómo la reactivación de esta anisotropía durante la etapa compresiva terciaria controló la estructura de los depósitos mesozoicos y terciarios suprayacentes. Ambas estructuras, la Falla de Soria al oeste y la marcada anisotropía del basamento

paleozoico al este, ha podido perturbar la orientación del campo de esfuerzos primario durante la orogenia alpina.

Es significativo el hecho de que la dirección de compresión NE, relacionada con el plegamiento principal de la Cordillera Ibérica (Simón, 1982), no se halle más representada en las mesoestructuras frágiles de la zona de estudio. Sin embargo, la dirección de compresión N a NNE es mucho más común e incluso en algunos casos se superpone (anterior, contemporánea y posterior) a los pliegues NO-SE.

Estudios anteriores realizados por Casas Sainz (1987, 1990) en áreas adyacentes parecen corroborar que la dirección del campo de esfuerzo principal durante la mayor parte de la evolución tectónica en el norte de la Cordillera Ibérica y Cuenca del Ebro es N-S a NNE-SSO (N005 a 025E), y que actúa al menos desde el Eoceno-Oligoceno (Guimerà, 1984; Fontbote *et al.*, 1985; Casas Sainz, 1990). Esta dirección de compresión, que determina el campo de esfuerzos principal, se correspondería con el 31% de los tensores de esfuerzos compresivos y con el 29% de las direcciones del esfuerzo máximo en la horizontal obtenidos del análisis mesoestructural en la zona de estudio. Según Casas Sainz (1990), la existencia de un abanico de direcciones distintas separadas aproximadamente 20°, se puede relacionar con el hecho de que al norte de la Cordillera Ibérica nos encontramos con la zona de unión entre el borde sur del Macizo Vasco, de dirección E-O y las Sierras Pirenaicas, de dirección más bien ONO-ESE.

Tal y como se observa en la figura 5.44A y B y 5.46A y B en el sector nor-occidental de la Cuenca de Almazán las direcciones del máximo esfuerzo en la horizontal y de compresión obtenidas presentan predominantemente dirección NNE a NE. En el área sur-occidental, concretamente en la zona situada en los materiales mesozoicos de la Rama Castellana, las orientaciones de σ_y y σ_1 son NO a NNE. Esta distribución se asemeja al modelo de desviaciones de esfuerzos propuesto por Anderson (1951) (Fig.5.58). Este autor traza el diseño de las trayectorias de esfuerzos modificadas en los alrededores de una falla activa, donde en cada labio el esfuerzo principal compresivo tiende a hacerse paralelo al plano de fractura en el extremo compresivo de ésta, y perpendicular en el extremo extensivo. Al oeste de la Falla de Soria, por lo tanto, los tensores de esfuerzos compresivos pasan de tener, en el norte, una dirección NNE (campo primario), a presentar, hacia el sur, una orientación NE. Por el contrario, al este de la falla los tensores de esfuerzos adoptan una orientación NNE a NE al

norte, mientras que hacia el sur la dirección es NO (Fig. 5.59). En el borde este de la zona estudiada ocurre algo semejante con la reactivación de los planos de anisotropía (estratificación y fallas) de los materiales paleozoicos de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. El hecho que en algunos estadios de su actividad estas estructuras hayan podido actuar como cabalgamientos o fallas inversas, da lugar a que existan tensores de esfuerzos cuya dirección se sitúe perpendicular al plano de falla, presentando direcciones de compresión en algunos casos NE-SO en el caso de la directriz de la Rama Aragonesa o NO-SE en el de la Falla de Soria. Esta desviación no se ajusta de un modo estricto al modelo teórico de Anderson para accidentes direccionales, pero parece comprobada por observaciones de campo de distintos autores (Casas Sainz, 1993).

En algunas estaciones se observa una superposición de distintas direcciones de σ_y y σ_1 , que pueden explicarse mediante dos etapas de formación de mesoestructuras. Una bajo los ejes de esfuerzos primarios y otra durante el funcionamiento de las fallas direccionales o rampas que desviarían las trayectorias de dicho campo. Del mismo modo, como hemos mencionado al principio del apartado, los tensores con los que definimos el campo de esfuerzos se sitúan en materiales de distinta edad, desde el Jurásico hasta el Plioceno superior. Por lo tanto, la representación de las trayectorias del campo de esfuerzos no refleja la situación en un momento determinado de las direcciones de σ_y y σ_1 , sino que muestran, en realidad, estados de esfuerzos dia-crónicos a lo largo de la orogé-nia alpina.

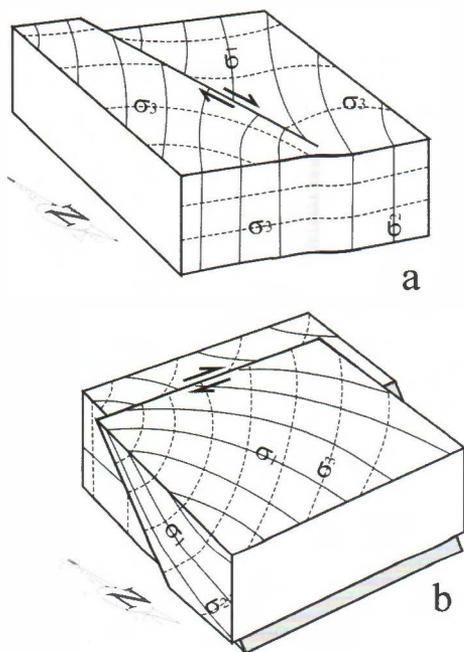


Figura 5.58. Modelos de perturbación modificados de los propuestos por Anderson (1951). (a) Perturbación de un campo de desgarre por una falla vertical con movimiento direccional. (b) Perturbación de un campo de desgarre por una falla inversa con una ligera componente dextrorsa (extraído de Simón et al. 1999).

Gran parte de las direcciones de esfuerzos compresivos obtenidos mediante el análisis mesoestructural de las estaciones de la Cuenca de Almazán pueden ser explicadas mediante un mecanismo geotectónico único, en el que el campo primario o regional presenta una trayectoria de σ_y y σ_1 entre N-S a NNE-SSO con valores de la relación R entre el campo de desgarre y la compresión uniaxial. Las perturbaciones de este campo primario corresponden a zonas de extremo compresivo de grandes fallas del basamento, donde las trayectorias de los esfuerzos (σ_y y σ_1) llegan a hacerse paralelas a las fallas, y a zonas de extremo extensivo, donde las trayectorias se sitúan perpendiculares a éstas.

De todos los tensores obtenidos en este trabajo, el 56% se explicarían dentro del modelo de campo de esfuerzos presentado en la figura 5.59. Existen, no obstante, direcciones de compresión que no crean mesoestructuras contemporáneas en el espacio y en el tiempo con el campo principal, que no encajan dentro del modelo de campo único con desviaciones de esfuerzos, y que pueden corresponder, por tanto, a estos campos primarios con orientación: 1) NO-SE, que representan el 24%, y, que como ya se ha mencionado al principio del apartado, corresponderían al campo regional “*Guadarrama*”; 2) NE-SO, seguramente correspondientes al campo regional “*Ibérico*”, representado por el 12% de los tensores; y 3) E-O, que serían el 8% restante del total, y que podría asimilarse al campo “*Altomira*”.

5.2. EL CAMPO NEÓGENO Y RECIENTE

El conjunto de mesoestructuras existentes y los estados de esfuerzos obtenidos mediante su estudio muestran un régimen tectónico general de carácter distensivo a escala de cuenca, con estados compresivos menos frecuentes y de carácter local. En cualquier caso, el esfuerzo horizontal máximo (σ_y) es relativamente homogéneo a gran escala y parece estar controlado por un campo de esfuerzos regional (Fig. 5.60). A partir de los resultados del análisis de paleoesfuerzos se ha intentado establecer un modelo de campo de esfuerzos neógeno para la Cuenca de Almazán. De la misma manera que para el campo de esfuerzos paleógeno, establecido anteriormente, no se puede mostrar el campo de esfuerzos que ha actuado en la misma en un momento determinado de su historia geológica, sino dar una visión global que permita relacionar de la manera más simple y coherente el conjunto de deformaciones a distintas escalas que aparecen desde el Mioceno a la actualidad.

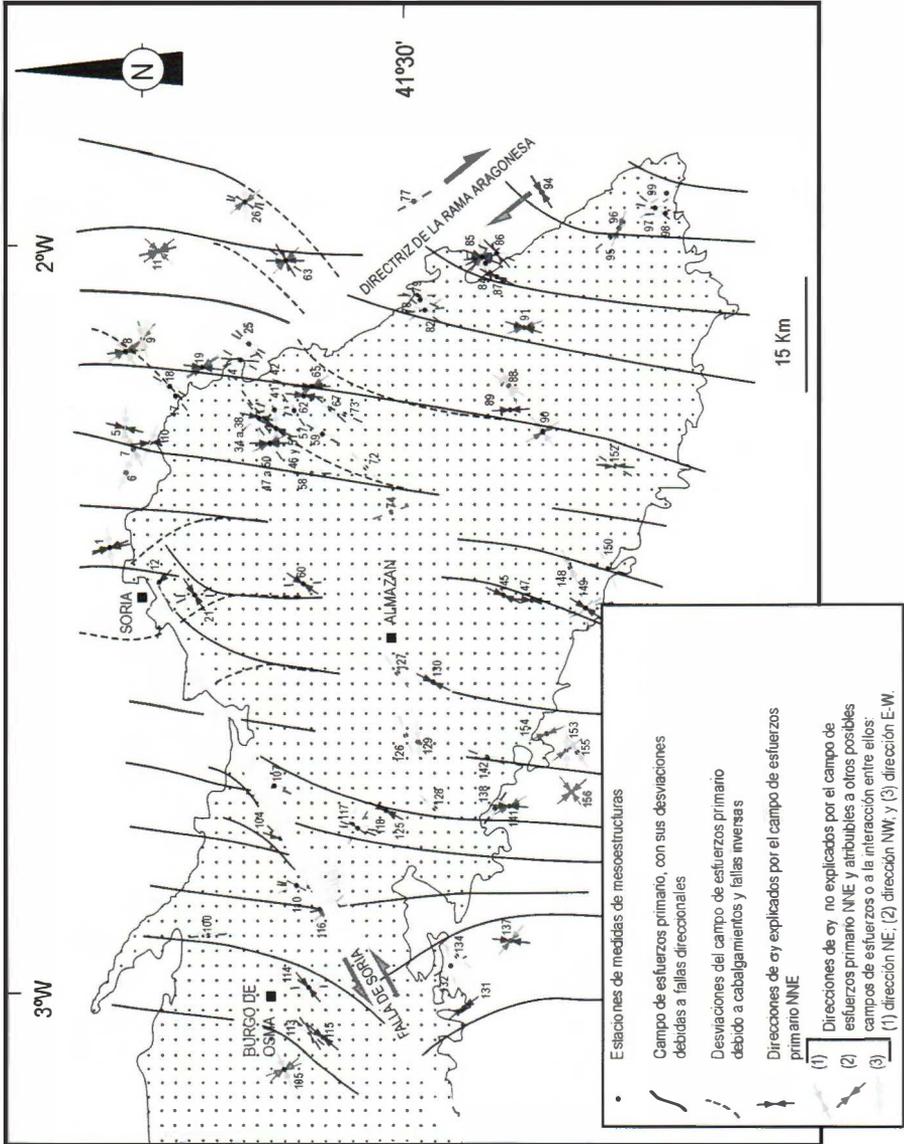


Figura 5.S9. Trayectorias supuestas del eje σ_1 , trazadas suponiendo un campo primario NNE. Las desviaciones en los extremos extensivos y compresivos de las posibles fallas direccionales se han trazado siguiendo el modelo de Anderson (1951). Se ha considerado también que las trayectorias tienden a colocarse perpendiculares a la traza de los cabalgamientos y fallas inversas. Las direcciones de σ_1 determinadas a partir de fallas se han representado con flechas huecas, mientras que las obtenidas del análisis de diaclasas, grietas de extensión y estilolitos con flechas huecas.

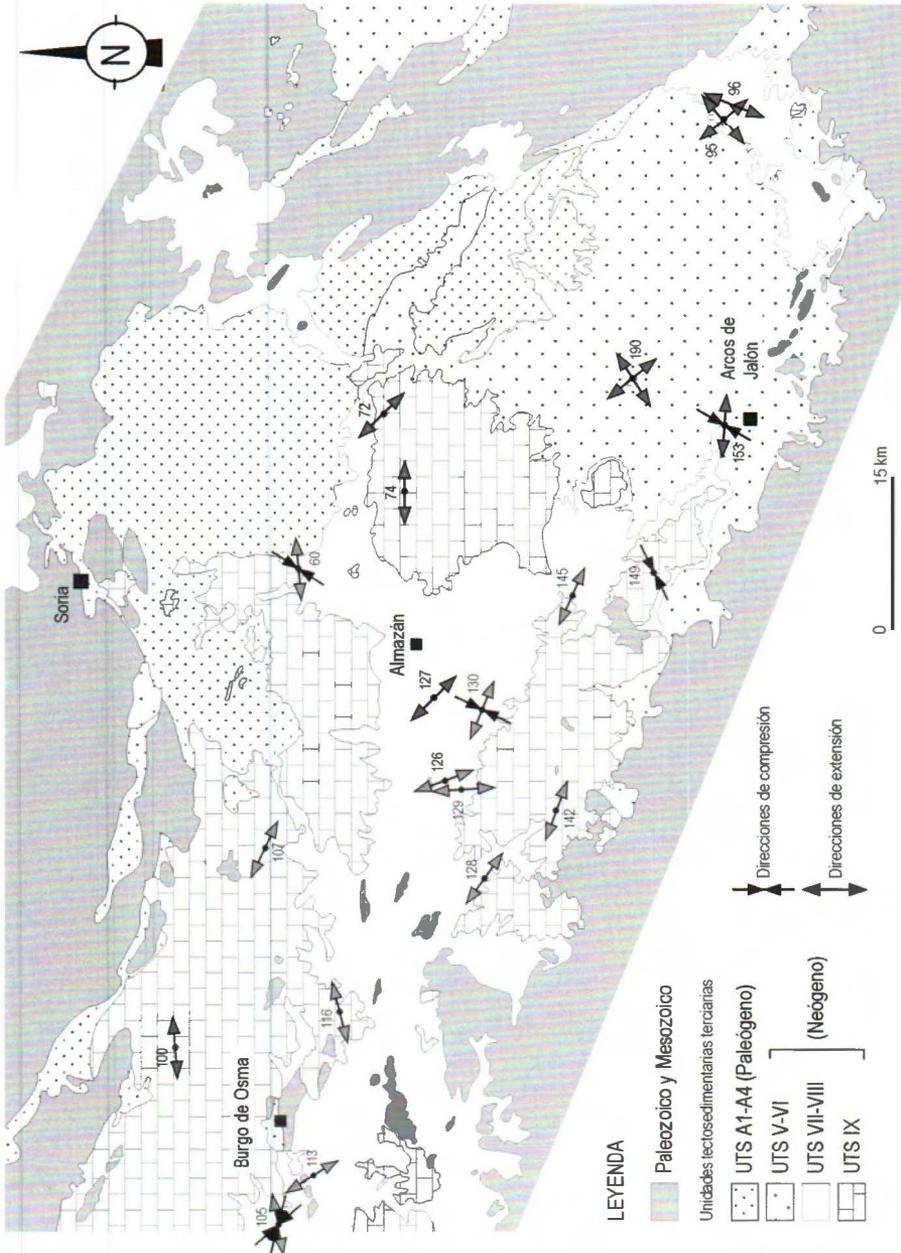


Figura 5.60. Mapa geológico de la Cuenca de Almazán en el que se representan las direcciones de extensión y compresión obtenidas del análisis mesoestructural de las estaciones localizadas en depósitos de edad comprendida entre el Mioceno a la actualidad.

Mediante la utilización del programa de interpolación LISSAGE (Lee y Angelier, 1994) aplicado a los tensores de esfuerzos obtenidos en materiales neógenos se ha procedido a la construcción de un mapa de trayectorias del esfuerzo horizontal máximo (σ_y) para el campo de esfuerzos regional dominante durante el Mioceno superior-Cuaternario (Fig. 5.61). Este mapa, que explica la mayor parte de las direcciones obtenidas del análisis mesoestructural, muestra una clara tendencia NNE a NE de las trayectorias de σ_y . Esta interpretación coincide con la propuesta anteriormente por Cortés *et al.* (1996) para el conjunto del NE peninsular. En ese modelo se observa cómo las trayectorias de máxima compresión N a NNE, muy homogéneas en la Cuenca del Ebro, se desvían en la Cordillera Ibérica y pasan a NE, para hacerse perpendiculares a las grandes estructuras de dirección NO-SE que forman la Rama Aragonesa de esta cordillera y el borde oriental de las Sierras de Cameros. Al igual que se describe en el último trabajo citado, en la Cuenca de Almazán existen también algunas direcciones (E-O a NO-SE) que no son explicadas por ese campo regional, por lo que deberíamos relacionarlas con la existencia de perturbaciones ligadas a estructuras mayores, intercambios o permutaciones en los ejes de esfuerzo o con la presencia de otro campo de esfuerzos primario perpendicular al anterior.

La presencia en la zona estudiada y en áreas adyacentes de dos direcciones de máximo acortamiento horizontal subperpendiculares (NE y NO) durante el Neógeno y Cuaternario ha sido puesta de manifiesto anteriormente en diversos trabajos y explicada según diferentes modelos (Pérez Lorente, 1987; Giner, 1993; Cortés *et al.*, 1996; Giner *et al.*, 1996a,b; De Vicente *et al.*, 1996a; Rincón *et al.*, 1996). En estos trabajos, las modas NE y NO fueron obtenidas tanto a partir de datos mesoestructurales (análisis poblacional de fallas fundamentalmente) como del análisis y determinación de mecanismos focales de terremotos en el sector central y nororiental de la Península Ibérica.

6. RELACIÓN DEL ESTADO DE ESFUERZOS DURANTE EL TERCIARIO EN LA CUENCA DE ALMAZÁN CON LOS ESTADOS DE ESFUERZOS OBTENIDOS POR OTROS AUTORES EN LA CORDILLERA IBÉRICA

Existen interpretaciones confrontadas sobre la compleja variedad de direcciones estructurales y de esfuerzos originados durante la compresión terciaria en la Cordillera Ibérica (Fig. 5.62). Según Simón (1990) pueden

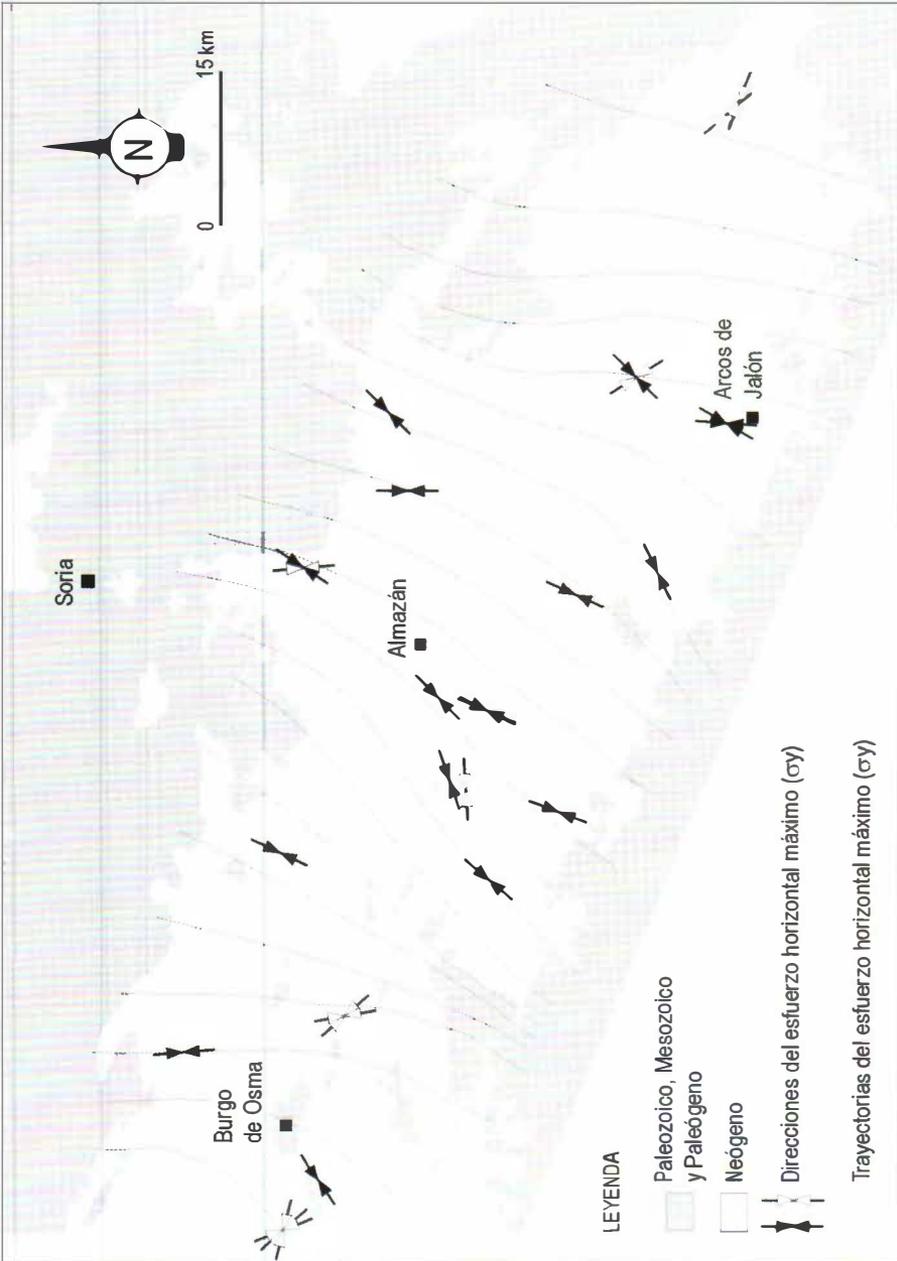
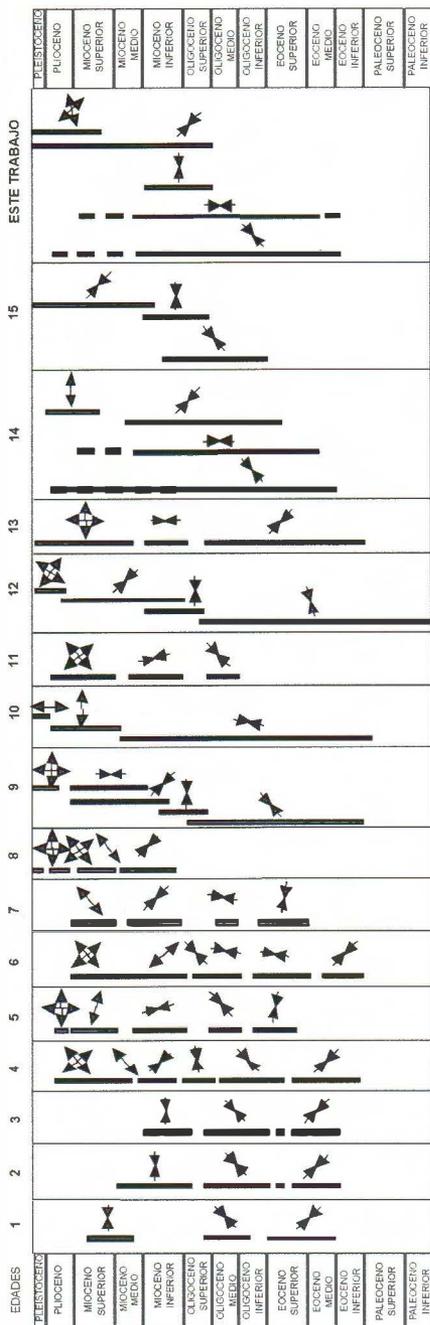


Figura 5.61. Trayectorias supuestas del eje σ_1 trazadas suponiendo un campo NNE. Las direcciones de σ_1 determinadas a partir de fallas se han representado con flechas rellenas, mientras que las obtenidas del análisis de diaclasas, grietas de extensión y estilolitos con flechas huecas.



diferenciarse dos tipos de modelos geotectónicos: a) los que suponen la sucesión de varias fases con diferentes direcciones de esfuerzos; y b) los modelos que tratan de explicar todas las estructuras bajo un único mecanismo. Dentro del modelo de fases tectónicas cabe destacar a Alvaro (1975), que fue el precursor del planteamiento de esta hipótesis, a partir de los primeros estudios de mesoestructuras frágiles en la Sierra de Altomira y en la zona de conexión de la Rama Castellana y el Sistema Central. En esta misma línea Capote *et al.*(1982) y Capote (1983) reconocen tres direcciones de compresión (NO-SE, NE-SO y E-O) y Simón (1984) y Casas y Simón (1986) otras tres, ligeramente diferentes (ejes de máxima compresión horizontal en direcciones ESE-ONO, NNE a NE y NO a NNO). Entre los modelos de mecanismo geotectónico único caben destacar en primer lugar los propuestos por Viallard (1979) y Canérot (1981). Guimerà (1988) propone que

Figura 5.62. Esquema de distintas fases alpinas en la Cordillera Ibérica definidas por: (1) Gómez y Babin (1973), en Valencia; (2) Alvaro (1975), en Sigüenza; (3) Manera (1981), en Altomira; (4) Capote *et al.* (1982); (5) Simón (1982), en el Sector Centro-Oriental; (6) Guimerà (1984) en el Enlace de la Cordillera Ibérica con la Cadena Costero Catalana; (7) Casas Sainz (1985) en el Sector Norte; (8) Capote *et al.* (1982) en la Zona Sur; (9) De Vicente (1988) en el Sector de Enlace del Sistema Central y la Cordillera Ibérica; (10) Casas Sainz (1990) en el Frente Norte de la Sierra de Cameros; (11) Liesa (1993) en el Sector Oriental; (12) Muñoz Martín (1993) en el Sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica; (13) Rodríguez Pascua (1993) en el AltoTajo; (14) Maestro (1994) en la Cuenca de Almazán; y (15) Muñoz Martín (1997) en borde oriental de la Cuenca del Tajo.

la tectogénesis de la Cordillera Ibérica, Catalánides y su zona de enlace estaría causada por una compresión única de dirección NNE-SSO producida por la convergencia de las placas Ibérica y Europea.

Simón (1990) propone que el modelo síntesis que aspire a la resolución del problema, debe incorporar una serie de elementos que aporten la información válida de cada una de estos modelos. Estos elementos deben sustentarse a su vez en una serie de principios condicionados por la diversidad de las estructuras observadas en la zona de estudio:

1) La disposición oblicua de la Cordillera Ibérica en el interior de la subplaca Ibérica.

2) La variación espacial de las intensidades de los esfuerzos, que temporalmente evolucionaría hacia un intercambio de los ejes.

3) La existencia de discontinuidades previas que afectan a las trayectorias de los campos de esfuerzos, generando campos secundarios (Anderson, 1951; Chinnery, 1956; Ricou, 1978; Liu, 1983; Dresen, 1991).

4) La superposición de varios campos de esfuerzos que pueden llegar a actuar simultáneamente en el espacio y en el tiempo (De Vicente, 1988; Muñoz Martín, 1993; Rodríguez Pascua, 1993; Maestro, 1994; Maestro *et al.*, 1994).

6.1. ETAPA PALEÓGENO-MIOCENO INFERIOR

Con los resultados obtenidos durante el desarrollo de este apartado, se puede realizar una primera síntesis de los estados de esfuerzos que se han sucedido en la Cuenca de Almazán durante su evolución:

1) Etapa compresiva de dirección NE-SO desde el Eoceno superior-Oligoceno inferior (Capote *et al.*, 1982, Guimerá, 1984; Simón, 1982), y que llega a detectarse hasta el Plioceno superior, aunque su máxima intensidad se sitúe posiblemente en el Oligoceno. Esta hipótesis es apoyada por los datos de Adell Argiles *et al.* (1982), y coincide con la Fase Castellana definida por Pérez González *et al.*, (1971) y con las observaciones realizadas por otros autores (Viallard y Grambast, 1970; Aguirre *et al.*, 1976; Adrover *et al.*, 1983). Esta etapa también ha sido definida con esta edad en otras áreas de la Cordillera Ibérica (Gómez y Babin, 1973; Alvaro, 1975; Manera, 1981; Simón, 1989b).

2) La compresión N a NNE coexiste con la NE-SO, y comienza a actuar antes del Oligoceno. Casas Sainz (1990) data estructuras plegadas, próximas al borde norte de la Sierra de Cameros, de dirección E-O, como de edad, al menos, Eoceno superior. Según Guimerà y Alvaro (1990) la deformación pirenaica progresa hacia el sur desde el Eoceno. Esta dirección de compresión se prolongaría hasta el Mioceno inferior, e incluso hasta el Mioceno medio-superior (Casas Sainz, 1993). La compresión N-S es correlacionable en otras áreas próximas, como son el borde norte del bloque formado por las Sierra de Cameros y el sector occidental de la Depresión del Ebro (Gracia y Simón, 1986; Casas Sainz, 1987), con materiales fracturados del Mioceno inferior. También en la Rama Castellana se localiza una compresión N-S de la misma edad (Capote *et al.*, 1982). Paricio y Simón (1986) en otras áreas de la Cordillera Ibérica detectan direcciones de compresión N-S de edad Mioceno medio-superior que relacionan con las etapas compresivas béticas de esa misma edad. Cortés y Maestro (1998) al sur de San Esteban de Gormaz, en la Depresión del Duero, detectan tensores de orientación norteadada afectando a depósitos del Mioceno superior.

3) Durante el Oligoceno superior se produce la aparición de una compresión de dirección N090E a N110E. Este campo compresivo ha sido denominado "Altomira" (Muñoz Martín, 1993; Muñoz Martín *et al.*, 1994). Estos autores proponen que el origen de estos esfuerzos estaría relacionado con la superposición de los esfuerzos ibéricos-pirenaicos, con los esfuerzos NO-SE de origen bético que alcanzaría el centro peninsular en el tránsito Oligoceno-Mioceno. Esta hipótesis, anteriormente formulada por Calvo *et al.* (1991), esta basada en datos microestructurales y observaciones macroestructurales realizadas en el extremo septentrional de la Sierra de Altomira y su enlace con la Cordillera Ibérica. Este campo actuaría hasta el Mioceno inferior. Aunque Muñoz Martín (1997) limita su distribución geográfica al borde oriental de la cuenca del Tajo, pensamos que esta afirmación no se basa más que en los aspectos macroestructurales definidos por una clara disposición de las estructuras con una orientación N-S, pudiéndose determinar su existencia en áreas más septentrionales, como es el caso de la Cuenca de Almazán, donde no se observa este tipo de estructuración seguramente debido a la inexistencia de accidentes de basamento con una orientación favorable para su reactivación, tal y como ocurre en la Sierra de Altomira.

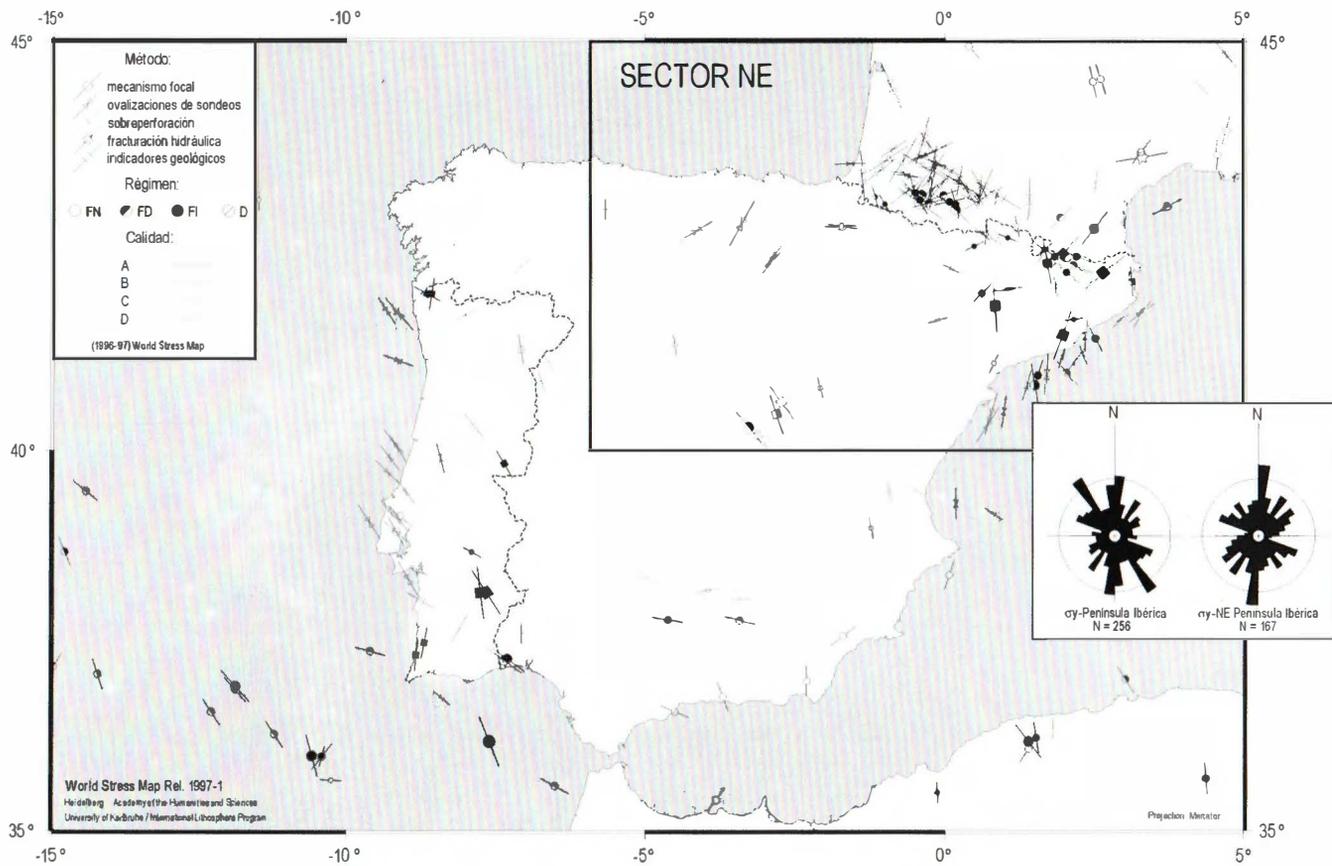
4) Durante el Oligoceno superior comienza a actuar una compresión de dirección NO-SE que permanece hasta la actualidad (Cortés y Maestro, 1997; Jurado y Müller, 1997). La máxima actividad del campo de esfuerzos

de dirección "Guadarrama" se desarrolla en el Aragoniense medio, durante la formación de los cabalgamientos terciarios de dirección NE-SO del Sistema Central (Calvo *et al.*, 1991). Esta compresión es responsable de las estructuras de dirección Guadarrama en el área de Sigüenza (Alvaro, 1975). Posteriormente fueron detectadas en otros puntos de la Rama Castellana y de la Sierra de Altomira (Capote *et al.*, 1982; Manera, 1981; Alfaro, 1987; Muñoz Martín, 1997).

4) Etapa distensiva terciaria (posterior a los pliegues en general), de dirección σ_3 predominante E-O, que sugiere cierta vinculación al campo compresivo NNE y un posible tránsito de un régimen a otro por intercambio de σ_1 y σ_2 , al igual que ocurre en otros puntos de la Cordillera Ibérica y de la Cuenca del Ebro (Simón, 1982; Gracia y Simón, 1986; Guimerà, 1988).

6.2. ETAPA MIOCENO-PLIOCENO

La existencia a partir del Mioceno de uno o más campos de esfuerzos primarios de carácter compresivo a escala de placa así como su interpretación geodinámica es objeto de controversia (Cortés *et al.*, 1996). Si a esto unimos el régimen de distensión casi generalizado que se observa en el NE de la Península Ibérica en el Plioceno-Cuaternario (Simón, 1989b, 1990; Sanz de Galdeano, 1996; De Vicente *et al.*, 1996b) la interpretación se hace todavía más compleja. De esta manera, y para intentar explicar el origen de los estados de esfuerzos recientes en la zona estudiada en un contexto de deformaciones intraplaca, se debe incluir la actividad tectónica durante este período en los cuatro márgenes principales de la Placa Ibérica (pirenaico al norte, bético al sur, atlántico al oeste y mediterráneo al este). Así mismo, debe tenerse en cuenta la intensidad de los esfuerzos que se transmiten hacia el interior de la misma y la posibilidad de que presente variaciones al alejarse del margen activo. El contexto geodinámico en el que encuadrar la discusión se puede ampliar todavía más, ya que existen datos del Mapa de Esfuerzos del Mundo (*World Stress Map*, Zoback, 1992) que indican dos direcciones de compresión general en torno a N y NO para la Península Ibérica. Sin embargo, a partir de datos que se pueden extraer del *World Stress Map* y de ovalizaciones de sondeos (*borehole breakouts*, Jurado y Müller, 1996) muestran una consistencia en la dirección NNE y NE en el NE de la Península Ibérica, salvo en el Sistema Central (con dirección NO), que difiere notablemente de la dirección NO típica de la Placa Euroasiática en la actualidad (Fig. 5.63).



En un intento de comparar el modelo propuesto para la Cuenca de Almazán y los existentes para sectores cercanos (Cuenca de Madrid, Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro) encontramos que los campos de esfuerzos regionales definidos para cada sector son notoriamente diferentes entre sí. Sin embargo, la explicación de muchos de los estados de esfuerzos locales obtenidos en cada una de estas zonas, que no se ajustan a las direcciones regionales, debe hacer referencia a los modelos propuestos en las zonas adyacentes, o explicarse mediante perturbaciones, permutaciones o efectos cualesquiera de carácter puntual que no siempre tienen fácil comprobación.

En la Cuenca de Madrid, al SSO de la zona estudiada, los tensores de esfuerzo obtenidos a partir del análisis poblacional de fallas en materiales del Mioceno superior y Cuaternario (De Vicente *et al.*, 1996c), tanto de carácter distensivo como direccional, muestran una orientación relativamente constante del máximo acortamiento horizontal. Estos autores presentan modelos de campos de esfuerzos con σ_y (esfuerzo horizontal máximo) de dirección NO-SE. En la misma línea, Giner *et al.* (1996b) consideran que el estado de esfuerzos actual en el centro peninsular está definido por un tensor regional principal de carácter direccional con una orientación NO-SE para el máximo esfuerzo horizontal. El tensor de esfuerzos principal coexiste con un tensor secundario de carácter normal-direccional con el máximo esfuerzo horizontal orientado según NE-SO, lo que implicaría una extensión subparalela a la compresión regional deducida. La coexistencia de dos direcciones ortogonales del esfuerzo horizontal máximo ha sido interpretada como una permutación de los ejes de esfuerzo debido a la presencia de una flexura cortical ligada a la compensación isostática del movimiento de la falla del borde sur del Sistema Central.

En la Cordillera Ibérica oriental (Simón, 1989b), la distensión multidireccional generalizada a partir del Mioceno superior ha sido relacionada con el desarrollo de sistemas extensionales en el este de la Península Ibérica (apertura de la Cuenca de Valencia y aparición de los domos de Gúdar

Figura 5.63. Mapa de esfuerzos de la Península Ibérica donde se ha representado los diagramas en rosa de la dirección del esfuerzo máximo en la horizontal para el total de datos de la península y para los localizados en el sector NE señalado en el mapa. Leyenda: Régimen: FN: Falla Normal; FD: Falla Direccional; FI: Falla Inversa; D: Desconocido; Calidad (Zoback, et al., 1989; Müeller et al., 1992): A: la orientación de s_y presenta una desviación standard de $\pm 10^\circ$ - 15° en la dirección representada; B: σ_y varía en $\pm 15^\circ$ - 20° ; C: σ_y varía en $\pm 25^\circ$; y D: la desviación standard de σ_y es $>25^\circ$ (se considera una dirección de esfuerzos cuestionable). La figura y los datos que en ella se han representado ha sido extraídos de la World Wide Web Homepage: <http://www-gpi.physik.uni-karlsruhe.de/pub/wsm>.

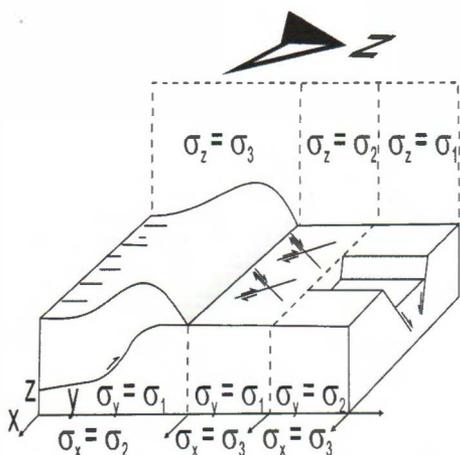


Figura 5.64. Bloque diagrama mostrando la relación entre estilos tectónicos y régimen de esfuerzos. Se observa cómo bajo un sistema de ejes principales fijo, a medida que va variando la relación R , obtenemos una transición de una compresión N-S a una extensión E-O (modificado de Sassi y Faure, 1997).

y Javalambre). Esta distensión dio lugar al desarrollo y/o reactivación, en diferentes momentos, de fosas tectónicas (Alfambra-Teruel, Jiloca, Sarrión-Mijares, Maestrazgo), cuya orientación (debida a una anisotropía en la extensión) parece estar controlada por la dirección del esfuerzo horizontal máximo dominante durante su formación (Cortés et al., 1996). El efecto de la distensión del este peninsular se une en la Cuenca del Ebro a la flexión litosférica y compensación isostática ligada a la carga de las láminas cabalgantes surpirenaicas (Simón, 1989b; Arlegui, 1996). Las direcciones de máximo acortamiento horizontal

oscilan, en general, entre N y NE, apareciendo las direcciones SSE a SE coinciden con el desarrollo durante el Plioceno de las fosas del Jiloca y Sarrión-Mijares, con extensión perpendicular a estas direcciones.

En el borde norte de la Sierra de Cameros el cabalgamiento sobre los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro perdura hasta el Mioceno medio-superior. Pérez Lorente (1985, 1987) propone que posteriormente a la actividad cabalgante existe una fase compresiva de dirección N-S, probablemente durante el Plioceno-Cuaternario, que afecta a los depósitos de edad Pontiense. Según este autor, la actividad tectónica iría decreciendo en intensidad hasta el Villafranquiense. Para Casas Sainz (1990) la actividad compresiva se mantiene en esta región al menos hasta el Mioceno superior.

En la Cuenca de Almazán existe un campo de esfuerzos regional de carácter distensivo (extensión de dirección ESE a ENE) similar al que aparece al final del Neógeno en distintos puntos del NE de la Península Ibérica (e.g.: Simón, 1984, 1989b, 1990; Gracia y Simón, 1986; Moissenet, 1989), al que se le superpone dos campos primarios compresivos con direcciones de σ_1 según NNE a NE y NO a NNO, procedentes de los márgenes activos de la Placa Ibérica. Estos campos compresivos son los que controlan las direcciones del esfuerzo horizontal máximo.

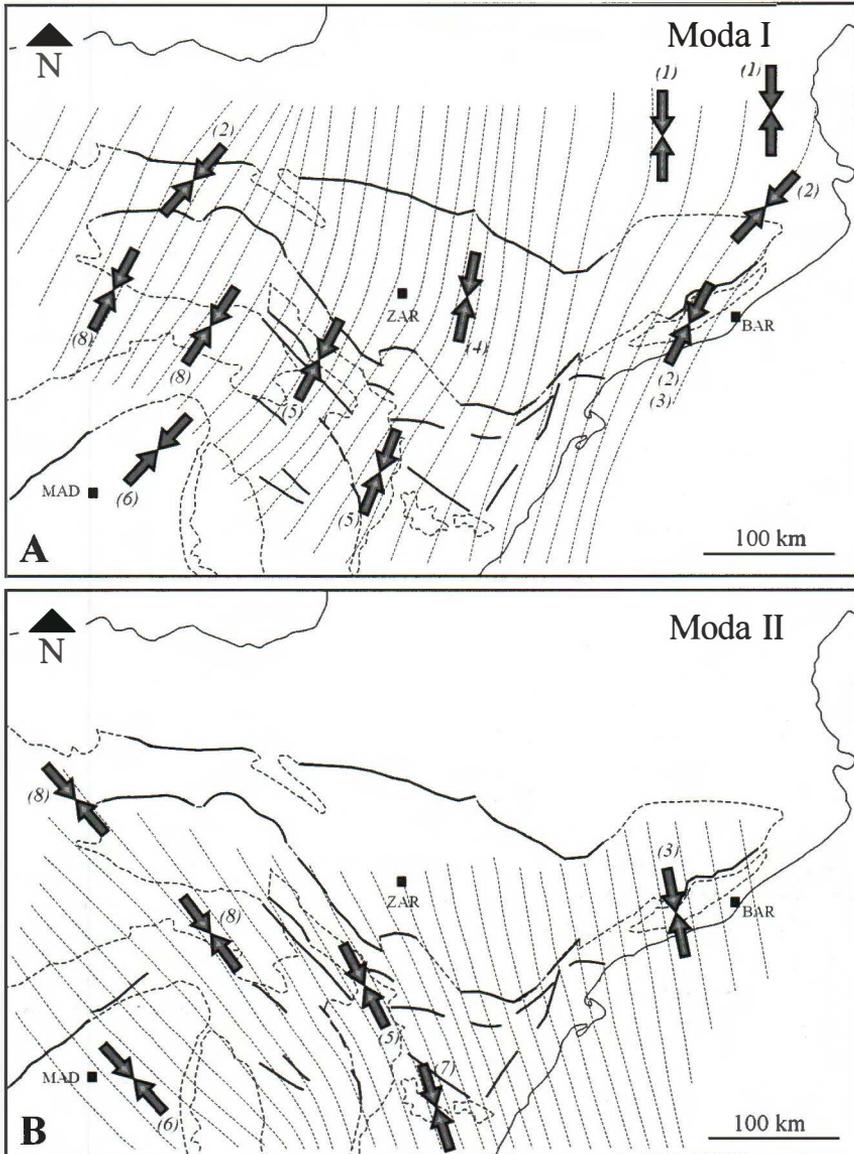


Figura 5.65. Orientación de las trayectorias del esfuerzo máximo en la horizontal (σ_1) en el noreste de la Península Ibérica desde el mioceno hasta la actualidad. A: modelo I (campo de esfuerzos N-S a NE-SO), B: modelo II (campo de esfuerzos NW-SE). Flechas: orientación local de σ , obtenida del análisis de mesoestructuras frágiles. Áreas grises: materiales de edad Neógeno-Cuaternario. BAR: Barcelona, MAD: Madrid, ZAR: Zaragoza (datos de: [1]: Rebaï et al., 1992; [2]: Jurado y Müller, 1997; [3]: Massana, 1995; [4]: Arlegui, 1996; [5]: Simón, 1989; [6]: De Vicente et al., 1996; [7]: Paricio y Simón, 1986; [8]: Cortés y Maestro, 1998. (figura extraída de Cortés y Maestro, 1998).

No existe un modelo geodinámico claro que explique la distensión en la Cuenca de Almazán dentro de un contexto compresivo complejo a escala de placa, que origina mesoestructuras compresivas en áreas cercanas (Sistema Central, Cuenca de Madrid) y terremotos actuales con mecanismos focales que indican un régimen general de desgarre en el centro de la Península Ibérica (Giner, 1996). La existencia de una importante extensión en el margen oriental de la Península, que dio lugar a macroestructuras desde el Mioceno medio-superior hasta la actualidad (Catalánides, Maestrazgo-Cuenca de Valencia, fosas de Teruel, etc.), podría explicar la aparición de mesoestructuras en la zona estudiada. Una disminución hacia el oeste de la intensidad del esfuerzo distensivo pudo hacer que éste no fuera capaz de producir grandes estructuras cartográficas, pero sí una importante fracturación a escala de afloramiento (fallas normales de escaso desplazamiento y fracturas tensionales).

La Cuenca de Almazán se encuentra relativamente alejada de los dos márgenes de placa activos desde el Mioceno superior a la actualidad: los Pirineos y las Béticas. La intensidad de los esfuerzos compresivos que éstos transmiten hacia el interior de la placa disminuye en el mismo sentido. Según el modelo de Sassi y Faure (1977), la variación espacial de intensidades se traduce en una zonación de los esfuerzos, pasando de regímenes de compresión triaxial a desgarre y distensión triaxial, a medida que nos alejamos del margen de placa, como consecuencia del intercambio de ejes (cambio en la posición relativa de los mismos al cambiar su magnitud, manteniéndose la coaxialidad) (Fig. 5.64). Esto daría lugar a la aparición de un campo de esfuerzos regional distensivo con una orientación de los ejes principales controlada por el campo compresivo dominante en cada momento a escala de placa (NNE a NE procedente del Pirineo y NO a NNO procedente del margen bético) (Fig. 5.65). Un aumento de la intensidad del campo compresivo o una disminución de la intensidad del distensivo (de carácter temporal o espacial) implicaría la aparición de estados de esfuerzos compresivos locales.

ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN

6

1. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO DE LA FRACTURACIÓN

Las fracturas de distintos tipos y las estructuras de presión-disolución son las estructuras más abundantes en el nivel estructural superior. Su análisis permite obtener información sobre los esfuerzos que han actuado sobre los cuerpos rocosos, y por ello se han desarrollado métodos de estudio que podemos encuadrar en dos tipos:

1) Los que tienen en cuenta fundamentalmente las orientaciones de picos estilolíticos y planos estriados con movimiento de cizalla entre los bloques (fallas). Su objetivo fundamental es la determinación de los ejes principales y de la componente desviatoria del estado de esfuerzos responsable de la génesis o reactivación de las fracturas (Pegoraro, 1972; Carey, 1976; Armijo, 1977; Angelier y Mechler, 1977; Etchecopar *et al.*, 1981; Simón, 1986; Angelier, 1994). Estos métodos ya se han descrito en el capítulo anterior de este trabajo.

2) Los métodos basados fundamentalmente en el análisis de densidades, dimensiones y orientaciones de las fracturas, con o sin movimiento de cizalla entre los bloques. Su objetivo no es tanto la determinación de los paleoesfuerzos causantes de su movimiento como la caracterización en detalle de su geometría y el establecimiento de modelos que expliquen esta última en relación con campos de esfuerzos primarios y perturbados (Engelder y Geiser, 1980; Holts y Foote, 1981; Engelder, 1982, 1985; Hancock, 1985; Bevan y Hancock, 1986; Hancock y Engelder, 1989; Hancock, 1991; Arlegui y Hancock, 1991; Rives, 1992; Arlegui y Simón, 1993; Arlegui, 1996), así como con pliegues y otras estructuras de mayor escala (Hobbs *et al.*, 1976; Price y Cosgrove, 1990; Rives, 1992).

La caracterización precisa de la fracturación, en cuanto a su geometría, densidad, distribución y relaciones entre estructuras de distintas escalas, es un aspecto de gran importancia en trabajos de investigación pura encaminados a determinar la génesis de las discontinuidades en los macizos rocosos. Asimismo, desde el punto de vista aplicado, la caracterización y predicción de los patrones de fracturas y la modelización de las

propiedades físicas que se derivan de ellos (resistencia mecánica del macizo, conductividad hidráulica, etc.) son objetivos importantes en la prospección y gestión de almacenes de fluidos subterráneos y en el diseño y ejecución de obras de ingeniería civil.

1.1. EL ANÁLISIS DE ORIENTACIONES

En el estudio cuantitativo de los datos de orientaciones en fracturas hay dos cuestiones que creemos necesario puntualizar: el tipo de muestreo y el número de medidas a realizar.

A la hora de elegir una metodología de toma de datos en diaclasas los investigadores se dividen en dos grandes grupos, aquellos que se inclinan por una toma de datos selectiva y aquellos que prefieren el método "a ciegas".

Los partidarios del método selectivo consideran sólo un pequeño número de datos, entre 15 y 20 medidas en cada estación, elegidos en función de criterios que no son siempre fiables (Gutiérrez Claverol *et al.*, 1992); así algunos sólo miden fracturas bien desarrolladas (Parker, 1942; Hodgson, 1961), mientras otros prestan atención únicamente a las agrupadas en conjuntos de tres o más unidades (Rehring y Heidrick, 1972, 1976). Este método se revela insuficiente cuando se quiere disponer de unos resultados que tengan verdadero valor estadístico; a lo sumo puede servir para determinar la dirección preferente de una familia dada, pero no caracterizarla de forma completa y poder detectar su variabilidad (Arlegui, 1996).

El muestreo ciego convencional consiste en elegir un afloramiento de buena calidad y, comenzando por un punto cualquiera del mismo, seguir una trayectoria, por lo general paralela a las capas, a lo largo de la cual se miden todas las discontinuidades que el observador va encontrando. El proceso se termina cuando se considera que el número total de medidas es suficiente. Otro procedimiento distinto de muestreo ciego descrito en la literatura es el del método del círculo inventario (Davis, 1984; Gutiérrez Claverol, *et al.*, 1992; Arlegui, 1996), que consiste en medir todas las diaclasas que aparezcan en el interior del círculo de radio establecido, independientemente de su tamaño u otras características. Davis (1984) propone que el radio del círculo sea igual a la potencia de la estratificación, ya que según se desprende de diversos trabajos, para una litología dada, la concentración de fracturas está relacionada inversamente con el espesor de los estratos (Harris *et al.*, 1960; Sowers, 1973; Ladeira *et al.*, 1981).

De todas formas, en la concentración de fracturas no solamente influye la potencia de los estratos, sino también el grado de deformación, ya que para un área determinada se concentra un mayor número de fracturas en las zonas con mayor grado de curvatura (Harris *et al.*, 1960). Por todo ello y para no alargar excesivamente el tiempo de trabajo en la toma de datos, Gutiérrez Claverol *et al.* (1992) proponen la utilización de un radio del círculo inferior a 1,5 metros. Únicamente se ha utilizado este método en algunas estaciones del entorno de Gómara (estaciones 29, 30, 32 y 38) ya que no ha resultado posible llevarlo a la práctica en otras, bien porque los afloramientos presentaban resaltes importantes, bien porque las estaciones se sitúan sobre pequeños escarpes en la ladera creados por la alternancia decimétrica de niveles de diferente competencia. La considerable laboriosidad del método del círculo inventario, los deficientes resultados que puede arrojar en algún caso, así como la imposibilidad de su aplicación generalizada (y la consiguiente carencia de un procedimiento homogéneo de toma de datos en toda la región), tal y como comenta Arlegui (1996), hacen preferible el empleo del método de muestreo ciego convencional. En la figura 6.1 se observa la diferencia entre los resultados obtenidos por

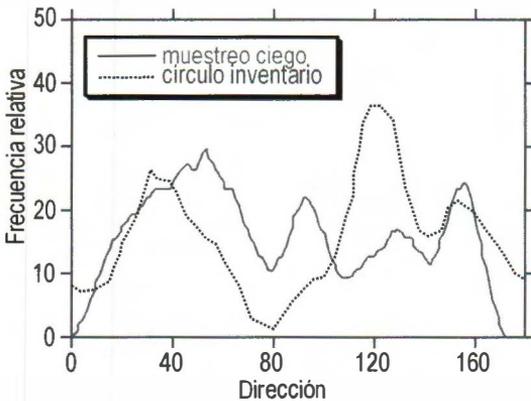


Figura 6.1. Comparación entre las medidas tomadas con el método del círculo inventario y las tomadas mediante un muestreo ciego. Los datos de dirección han sido procesados mediante curvas de frecuencia suavizadas. ¹

el método del círculo inventario y el muestreo ciego. En la estación 32 se proyectaron de modo aleatorio 15 puntos en los que se centraron círculos de 1,5 metros de radio. Mediante la toma de datos aplicando el sistema convencional o de muestreo ciego se han identificado de un modo más claro varias familias de fracturas menores (N050E y N090E) que no se definen en los datos obtenidos en la utilización del círculo inventario.

¹ Las Curvas de Frecuencia Suavizadas se han elaborado mediante la técnica propuesta por Wise y McCrory (1982). Este método permite eliminar el ruido estadístico introducido por el muestreo gracias a la utilización del concepto de promedio de ventanas rodantes o medias móviles. En nuestro caso hemos adoptado un tamaño de ventana de 15°, dentro del rango propuesto por los autores citados anteriormente.

Con el fin de determinar el número ideal de medidas que se deberían tomar en cada estación, Arlegui (1996) confronta los parámetros estadísticos resultantes de varias submuestras de una población real, observando que:

El valor absoluto de la desviación estándar (δ) tiende a aumentar hasta disminuir el número de medidas. Los valores de δ en el intervalo entre 100 y 55 datos son relativamente similares, mientras que para poblaciones inferiores a 30 datos los valores de δ aumentan mucho, por lo que las muestras de ese tamaño no pueden considerarse representativas.

Las variaciones de las direcciones dominantes son mínimas hasta alcanzar valores extremadamente bajos en el número de medidas. En algún caso las direcciones observadas coinciden con la dirección patrón hasta para valores menores de 25 datos, y no se observan variaciones apreciables hasta alcanzar por lo menos los 30-35 datos. Los resultados muestran que por encima de 60 datos los resultados son exactos, entre 25 y 60 son buenos, y por debajo de 25 datos puede haber problemas en la definición de la orientación.

A partir de esta información, en este trabajo consideraremos las estaciones con un número de datos no menor a 30, aun teniendo la confianza, en aquellos casos en que esto no ha sido posible, de que la solución es también aceptable.

1.2. EL ESPACIADO DE LAS FRACTURAS

Otra de las características importantes a destacar en el análisis de la fracturación es la regularidad de las distancias entre planos de una misma familia. La distancia entre fracturas de una misma familia, medidas perpendicularmente a sus planos, se agrupan en torno a un valor medio denominado espaciado (Arlegui, 1996). Un parámetro de gran utilidad a la hora de comparar datos de espaciado provenientes de diferentes estaciones es el denominado Índice del Espaciado de Fracturas o FSI (*Fracture Spacing Index*) establecido por Narr y Suppe (1991) y que se define como el cociente entre el espesor de la capa y la mediana de la distribución del espaciado.

La calidad de los afloramientos no siempre permite realizar un detallado análisis del espaciado por lo que ello sólo se ha realizado en algunas estaciones del área de Gómara (estaciones 30, 31, 32, 33, 36, 45, 48, 49, 51, 52 y 54). En estos casos, como nuestro interés se centra en el análisis

de la regularidad de la fracturación como herramienta que nos permita precisar aspectos genéticos del diaclasado tales como su desarrollo mecánico y el grado de desarrollo alcanzado, el índice que mejor se ajusta a nuestros propósitos es el espaciado tal y como ha sido definido en el primer párrafo, con el empleo del índice FSI.

Para obtener conclusiones útiles sobre la génesis de fracturas, sobre su distribución y las posibles variaciones de las mismas a escala regional, la toma de datos debe hacerse con fracturas de una misma familia, ya que de lo contrario se introduce tal cantidad de factores adicionales que resultaría imposible llegar a una conclusión fiable sobre sus mecanismos genéticos (Arlegui, 1996).

El factor que mayor control ejerce sobre el espaciado de las fracturas es la potencia de la serie que se ve afectada por la fracturación (Mastella, 1972; McQuillan, 1973; Ladeira y Price, 1981; Verbeek y Grout, 1982, 1984, 1991). Aunque, además de éste, se han invocado controles adicionales como son las características reológicas del material (McQuillan, 1973; Verbeek y Grout, 1982, 1984, 1991) y la situación tectónica (Wheeler y Dixon, 1980; Pohn, 1981). La relación entre el espaciado y el espesor de la serie estratigráfica afectada se ha explicado a partir de numerosos modelos teóricos (Hobbs, 1967; Pollard y Segall, 1987), los cuales demuestran que se produce una reducción del esfuerzo alrededor de cada fractura neoformada, que evita la formación de otras en sus proximidades hasta una distancia que se relaciona directamente con el espesor de la capa mecánica ² afectada.

Diversos autores han planteado la relación existente entre el espaciado y el desarrollo del diaclasado, o por denominarlo de otro modo, el grado de madurez de la fracturación (Rives *et al.*, 1992; Wu y Pollard, 1992; Dunne y Hancock, 1994; Simón *et al.*, 1988) o grado de saturación de la fracturación (Narr y Suppe, 1991; Wu y Pollard, 1995). Se puede definir el máximo grado de madurez o de saturación cuando la situación es tal que la reducción de los esfuerzos existentes debido a la ya existencia de frac-

² El espesor de la capa que ha controlado realmente el espaciado de las diaclasas no tiene por qué corresponder al espesor de una capa individual medido con un criterio estratigráfico convencional, sino lo que Narr y Suppe (1991) denominan *mechanical layer*, es decir, el espesor de roca que se ha comportado como unidad frente a la fracturación. Gross (1993) define capa mecánica controlada por la litología (*lithology-controlled mechanical layer*) como la unidad de roca que se comporta homogéneamente en respuesta a los esfuerzos y cuyos límites se localizan en cambios de litología que marcan contrastes en las propiedades mecánicas. Es decir, la capa que hemos de considerar y medir en el campo puede comprender varios estratos cuando no hay un nivel incompetente separándolos (Arlegui, 1996).

turas inhibe la formación de otras nuevas. Rives *et al.* (1992) propone que la relación moda/media de la distribución de espaciados podría representar un Índice del Grado de Saturación de una familia; una relación baja, cercana a 0, indicaría un desarrollo pobre de la familia, en tanto que un valor cercano a 1 correspondería a un estadio próximo a la saturación. Arlegui (1996) denomina a este índice IR. La madurez del diaclasado puede ser cuantificada mediante el empleo del Índice de Periodicidad del Diaclasado JPI (*Joint Periodicity Index*) establecido por Dunne y Hancock (1994). El JPI es el cociente entre la desviación estándar del espaciado y la media aritmética, es decir, el coeficiente de variación del espaciado expresado en tanto por uno. Un valor 0 significa un grado alto de regularidad en el espaciado (las distancias entre diaclasas son todas iguales) y un valor 1 indica que no existe ninguna regularidad. Dado que el modelo de Rives *et al.* (1992) implica que la mayor regularidad de espaciado se da en situaciones de saturación, el JPI nos informará, en cierto modo, sobre lo cerca que nos encontramos de ese estado.

2. ANÁLISIS DE LAS ORIENTACIONES DE FRACTURACIÓN EN LA CUENCA DE ALMAZÁN

Los depósitos terciarios de la Cuenca de Almazán, desde el punto de vista estructural, se encuentran densamente fracturados y, a su vez, esta fracturación tiene una distribución areal homogénea en toda la cuenca. Se ha realizado una cartografía sintética donde se han representado las direcciones de fracturación de 145 estaciones repartidas por toda la superficie de la Cuenca de Almazán, tanto en materiales mesozoicos como terciarios (Figs. 6.2 y 6.3). En total se han medido cerca de 5700 planos de fracturas, de los cuales 1461 corresponden a fallas, y el resto a planos en los que no se han observado indicadores de movimiento. Presentan una gran heterogeneidad en las direcciones, observándose un máximo absoluto entre N040-050E, un máximo relativo entre N110-140E, subperpendicular al anterior, y un mínimo absoluto comprendido entre N080-090E (Fig. 6.4A). Del mismo modo, al separar fallas y diaclasas, se observa que las orientaciones de los planos de fractura sin signos de desplazamiento son similares a las del conjunto, aunque los máximos están más definidos, situándose en N040-050E y N120-140E (Fig. 6.4B). Esto es debido, fundamentalmente, a que el número de diaclasas es considerablemente mayor que el de fallas. Sin embargo, en los planos de falla se observa cómo el máximo absoluto se sigue manteniendo aproximadamente en N050-060E, mientras que los máximos relativos pasan a tener orientaciones entre

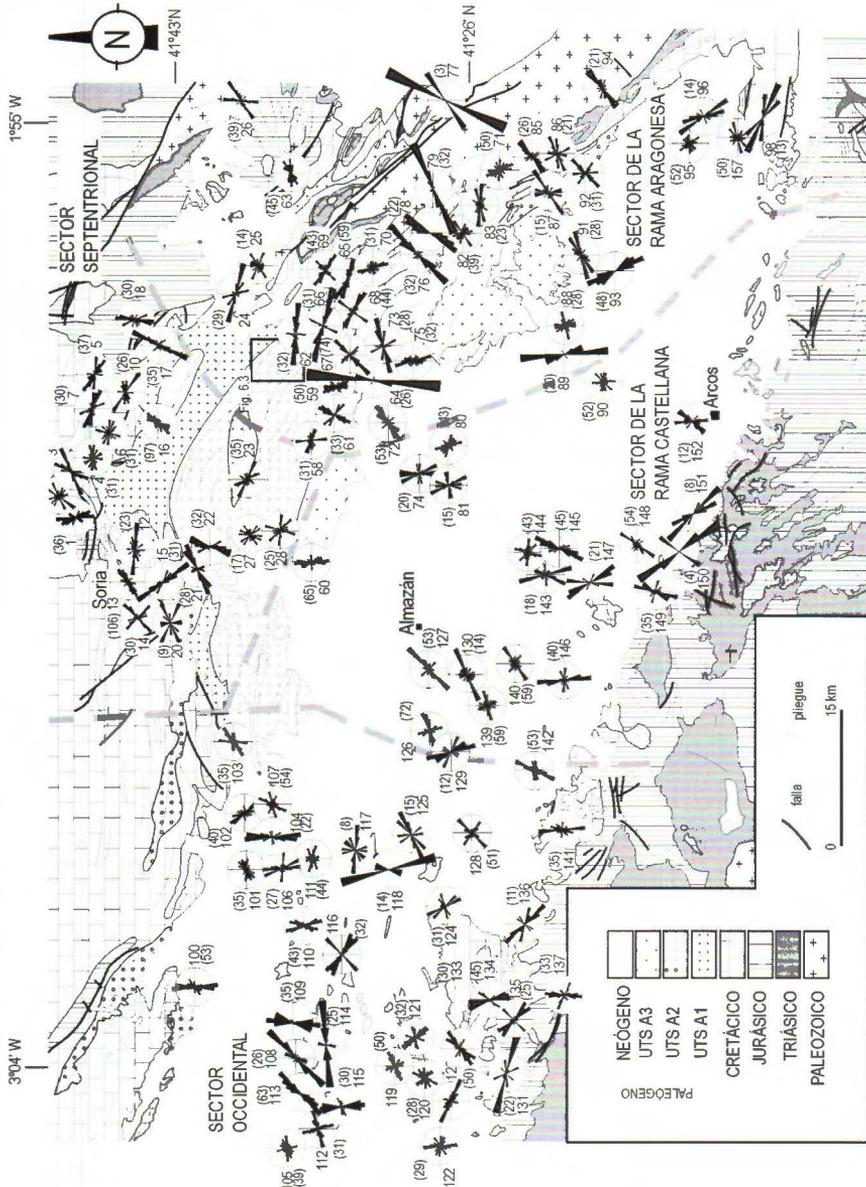


Figura 6.2. Diagramas en rosa mostrando la orientación de las fracturas medidas en la Cuenca de Almazán a escala de afloramiento (el círculo exterior representa el 20%). El número indica la referencia de la estación de datos y el número entre paréntesis indica la cantidad de medidas realizadas en la estación correspondiente. Se han representado las rosas en distinto color según el material donde se localiza la estación se encuentra deformado (fondo blanco) u horizontal (fondo gris).

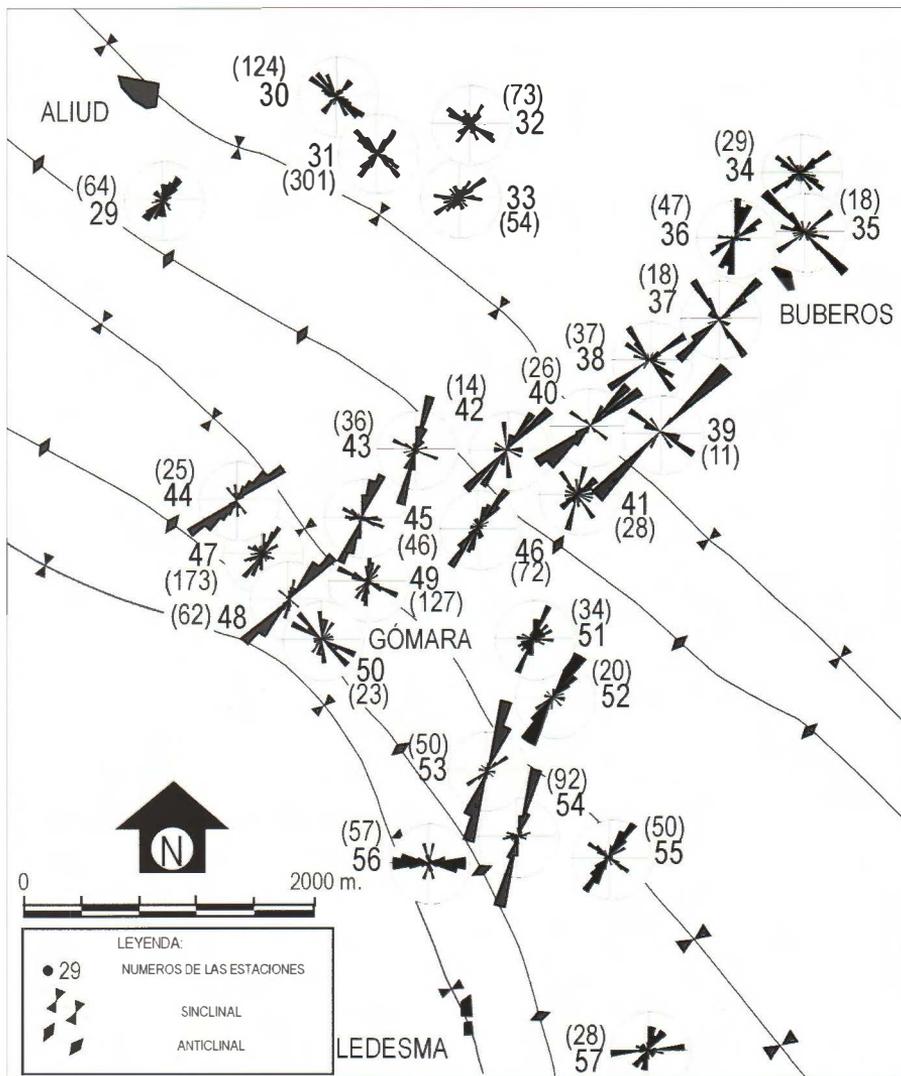


Figura 6.3. Diagramas en rosa mostrando la orientación de las fracturas medidas en el entorno de Gómara. La simbología utilizada es la misma que en la figura 6.2.

N160-010E y N080-110E, a la vez que el mínimo absoluto se sitúa entre N120-140E (Fig. 6.4C). Cabe destacar, por lo tanto, que aun manteniéndose una orientación predominante NE, dividida en dos máximos de dirección NNE y NE, tanto para los planos de diaclasas como para los de fallas, existen dos máximos relativos de las orientaciones de las fallas E-O y

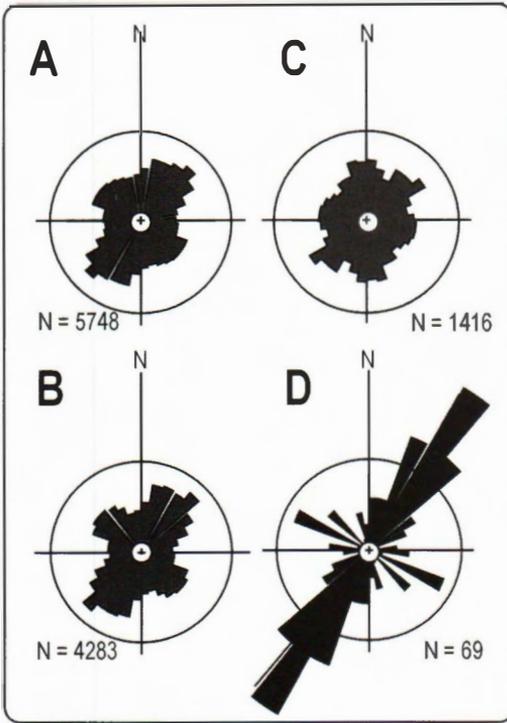


Figura 6.4. Rosas de direcciones de fracturación: A) Representación conjunta de todos los datos; B) Representación de los planos de fracturas sin evidencias de movimiento; C) Representación de los planos de falla y D) Representación de los planos de grietas de extensión. El círculo exterior representa el 20%.

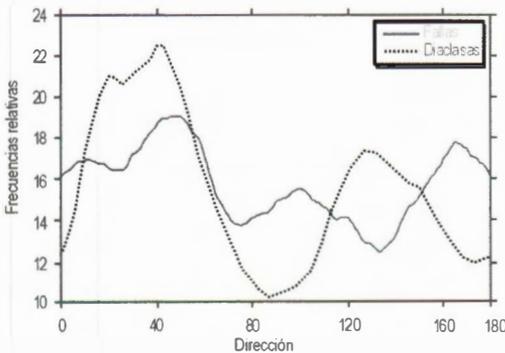


Figura 6.5. Comparación entre las orientaciones de fallas y diaclasas. Los datos de dirección han sido procesados mediante curvas de frecuencia suavizadas.

NNO, que coinciden con los mínimos en las direcciones de las diaclasas, y por el contrario, existe un máximo de dirección NO determinado por el análisis de las orientaciones de diaclasas, que corresponde con un mínimo en las orientaciones de las fallas (Fig. 6.5). Por otro lado, también se han analizado las direcciones de los planos de las grietas de extensión. Aunque el número de datos que se dispone es mucho menor que en las otras estructuras (aproximadamente 70 datos con respecto a los 1400 de los planos de falla y 4200 de las diaclasas) se observa la existencia de dos direcciones claras: un máximo absoluto con una orientación N030-040E y un máximo relativo en N110-120E (Fig. 6.4D), manteniéndose el patrón de direcciones que definen las fracturas sin desplazamiento aparente.

Cómo se ha mencionado en el apartado introductorio, numerosos autores interpretan las diaclasas que muestran patrones de orientación sistemáticas como producto de campos de esfuerzos (Engelder y Geiser, 1980; Holts y Foote, 1981;...; Arlegui, 1996). Sin embargo, existen también evidencias de la

estrecha relación de estas estructuras con pliegues y fallas (Suppe, 1985; Twiss y Moores, 1992). Por ello, a la hora de interpretar la geometría de la fracturación y establecer su relación con las macroestructuras y con los campos de esfuerzos regionales, se pueden establecer dos situaciones dentro de la zona estudiada: 1) planos de fracturas medidos en flancos y charnelas de pliegues, fundamentalmente en materiales mesozoicos y paleógenos, que se localizan en los bordes de la misma y en pequeños paleorrelieves, los primeros, y en el sector oriental de la Cuenca de Almazán, los segundos, y 2) fracturas situadas sobre materiales neógenos, normalmente en posición horizontal, distribuidas por toda la cuenca.

2.1. ANALISIS DE LA FRACTURACIÓN EN MATERIALES PLEGADOS

Los materiales plegados se localizan en los bordes mesozoicos que limitan la cuenca y en los márgenes septentrional y oriental. Los sectores norte y sur presentan una directriz estructural de dirección E-O, aunque el margen del borde sur de la Sierra de Cameros presenta irregularidades que dan lugar a que las estructuras presenten también orientación NE-SO (Sierra de la Pica al este) y NO-SE (Sierra de San Marcos al oeste). El área oriental de la cuenca se caracteriza por presentar pliegues y fallas de dirección NO-SE. Se ha considerado adecuado, por lo tanto, proceder al análisis de la fracturación de estos sectores por separado teniendo en cuenta como criterio: 1) la homogénea orientación de las macroestructuras; 2) un patrón similar en las orientaciones de fracturación de las distintas estaciones englobadas; y 3) la localización geográfica de los afloramientos, donde se ha realizado la toma de datos, dentro de la cuenca. La división resultante es la misma que en el capítulo anterior (Fig. 6.2).

2.1.1. SECTOR SEPTENTRIONAL

En este sector, las orientaciones preferentes de las fallas presentan tres direcciones predominantes: NE-SO, E-O y NO-SE. Los planos de diaclasas se disponen según las orientaciones NNE-SSO, NE-SO, ESE-ONO y NO-SE (Fig. 6.6). El patrón de direcciones que muestran las diaclasas con respecto a las fallas es relativamente parecido, ya que aún manteniéndose en ambos casos las direcciones NE y NO, el máximo de orientación NNE que definen las diaclasas coincide con un mínimo de datos en la dirección de los planos de fallas, y el máximo relativo E-O definido por las fallas corresponde con un mínimo en la orientación de las diaclasas (Fig. 6.6).

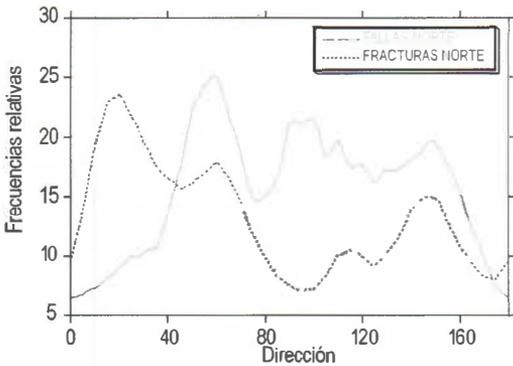


Figura 6.6. Comparación entre las orientaciones de fallas y diaclasas del sector septentrional de la zona de estudio. Los datos de dirección han sido procesados mediante curvas de frecuencia suavizadas.

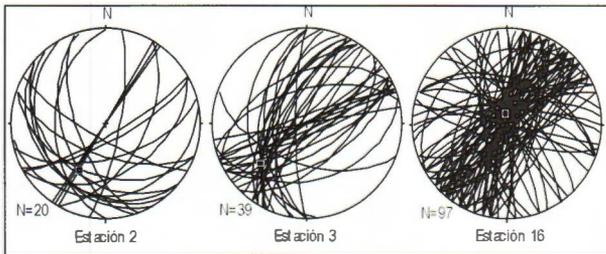


Figura 6.7. Estereogramas de las estaciones 2, 3 y 16, donde se observa que el punto de intersección de las familias conjugadas coincide con el polo de estratificación (cuadrado negro).

Las fracturas se presentan en unos casos paralelas a las macroestructuras del borde de la cuenca (estaciones 5, 7, 13, 21 y 23) y en otros perpendiculares (estaciones 1, 15, 17 y 18), aunque también se pueden combinar ambas situaciones (estaciones 4, 6 y 14) (ver Fig. 6.2). En otras ocasiones, el patrón de fracturación está definido por la existencia de familias conjugadas (estaciones 2, 3 y 16)

cuya intersección coincide con el polo de estratificación (ver Fig. 6.7). Esta situación se puede relacionar con el modelo de Anderson (1951) para fallas direccionales, con σ_1 y σ_3 contenidos en el plano de estratificación y σ_2 perpendicular. Por lo general,

los planos de falla se sitúan paralelos a las macroestructuras (dirección NE-SO en las estaciones 13 y 21 en la zona occidental y ESE-ONO en las estaciones 5 y 7 en el sector oriental), por el contrario las diaclasas se disponen perpendiculares (orientación NO-SE en el área occidental de este sector, estación 5, y con dirección NE-SO en el sector oriental, tal y como se presenta en las estaciones 16, 17 y 18) (ver Fig. 6.2).

Analizando las orientaciones de la fallas y diaclasas en función de la edad del material al que afectan podemos observar ciertas diferencias y similitudes. Las fallas direccionales e inversas son compatibles, *grasso modo*, con dos direcciones de compresión NE-SO y SE a SSE (Fig. 6.8A y C). Del mismo modo las fallas normales pueden asociarse genéticamente a dos direcciones de extensión N-S y E-O (Fig. 6.8A y C). Si comparamos

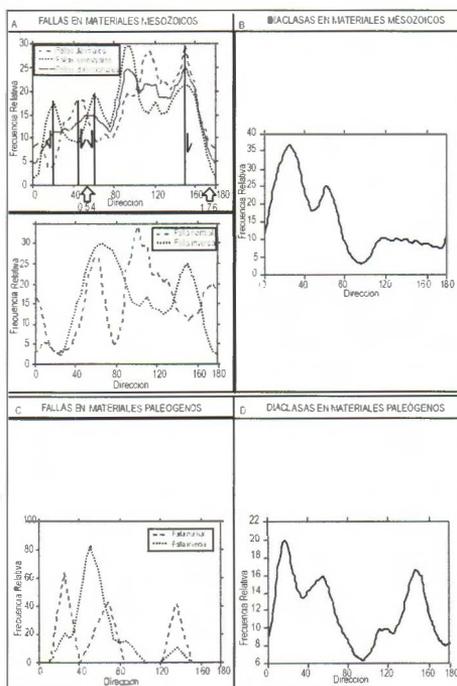


Figura 6.8. Representación de las orientaciones de fallas y diaclasas del sector septentrional en función de la edad de los materiales a los que afectan. A) Comparación entre las direcciones de las fallas con movimiento dextrorso y sinistrósum y de las fallas con componente normal e inverso en materiales mesozoicos. B) Orientación de las diaclasas en rocas mesozoicas. C) Comparación entre las direcciones de las fallas normales e inversas que afectan a los depósitos paleógenos. D) Orientación de las diaclasas que se localizan en rocas paleógenas. Los datos de dirección han sido procesados mediante curvas de frecuencia suavizadas.

En este sector, también se han observado estaciones donde las fracturas se disponen siguiendo el modelo de Anderson (1951) para fallas direccionales (estaciones 36, 50, 51, 53 y 59, ver figura 6.9B).

Existe una mayor semejanza entre las direcciones de los planos de diaclasas y las fallas, aunque estas últimas presentan los máximos de dirección, citados anteriormente, divididos en dos familias claramente diferenciadas. Así, el máximo de orientación NE-SO se encuentra constituido por una familia de dirección aproximada NNNE-SSO y otra NE-SO. El máximo de orientación NO-SE, esta constituido por otras dos familias

las fallas y diaclasas mesozoicas, se observa cómo estas últimas presentan dos máximos claros en N030E y N060E, mientras que las fallas muestran un máximo común con las diaclasas, NE-SO, pero los otros dos se sitúan en ESE-ONO y NO-SE (Fig. 6.8A y B). Sin embargo, si comparamos las fallas y diaclasas paleógenas vemos una gran similitud en su distribución, presentando tres máximos: N030E, N060E y N130-150E (Fig. 6.8C y D).

2.1.2. RAMA ARAGONESA

Los planos de las fracturas forman dos familias subperpendiculares entre si, presentando orientaciones NE-SO y NO-SE (Fig. 6.9A). Se disponen perpendiculares a la zona de contacto entre la Cordillera Ibérica y la Cuenca de Almazán (estaciones 45, 54, 76 y 79), paralelas (estaciones 65, 68, 75 y 71) o bien pueden coexistir ambas situaciones (estaciones 30, 31, 32, 38, 55, 58, 61, 66 y 67, ver figura 6.9A). En este

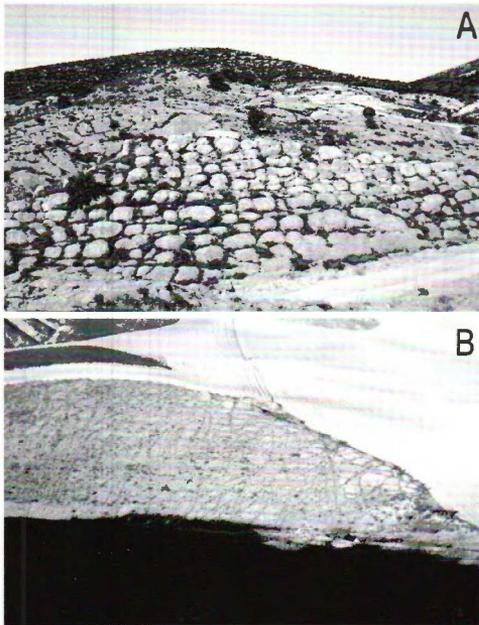


Figura 6.9. A) Fracturas paralelas y subperpendiculares a un pliegue en materiales paleógenos. Estas fracturas pueden interpretarse como juntas tensionales. La fotografía ha sido tomada al este de la localidad de Miñana, próxima al borde oriental de la Cuenca de Almazán, en su contacto con la Rama Aragonesa. B) Diaclisas y fallas conjugadas, cuyo patrón se asemeja al propuesto por Anderson (1951) para fallas direccionales. La imagen ha sido tomada a un kilómetro al este de la localidad de Gómara.

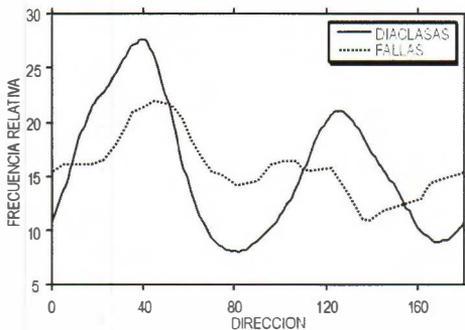


Figura 6.10. Comparación entre las orientaciones de fallas y diaclisas del sector de la Rama Aragonesa. Los datos de dirección han sido procesados mediante curvas de frecuencia suavizadas.

de fracturas con una dirección muy próxima entre sí: N100E y N120E (Fig. 6.10).

Las fallas direccionales e inversas en este sector, tal y como se observa en los gráficos de la figura 6.11A y B, y se ha expuesto en el capítulo anterior, se han podido generar bajo la actuación de cuatro direcciones de compresión: NNE-SSO, NE-SO, ESE-ONO y NO-SE. La génesis de las fallas normales ha podido deberse a la actuación de cuatro direcciones de extensión ya descritas anteriormente: N-S, NE-SO, ESE-ONO y NO-SE. Si comparamos las fallas y diaclisas en función de la edad de los materiales a los que afectan, observamos que en los de edad paleógena las direcciones de ambas estructuras son muy semejantes, obteniéndose dos máximos subperpendiculares: NE-SO y NO-SE (Fig. 6.11 B y C).

En este sector se ha seleccionado un área de aproximadamente 25 km² alrededor de la localidad de Gómara (Fig. 6.12), que por la calidad de los afloramientos ha permitido realizar un estudio más detallado de la fracturación. En esta zona, además de medir la orientación y buzamiento de los planos de fractura, se ha procedido a determinar su morfología y las

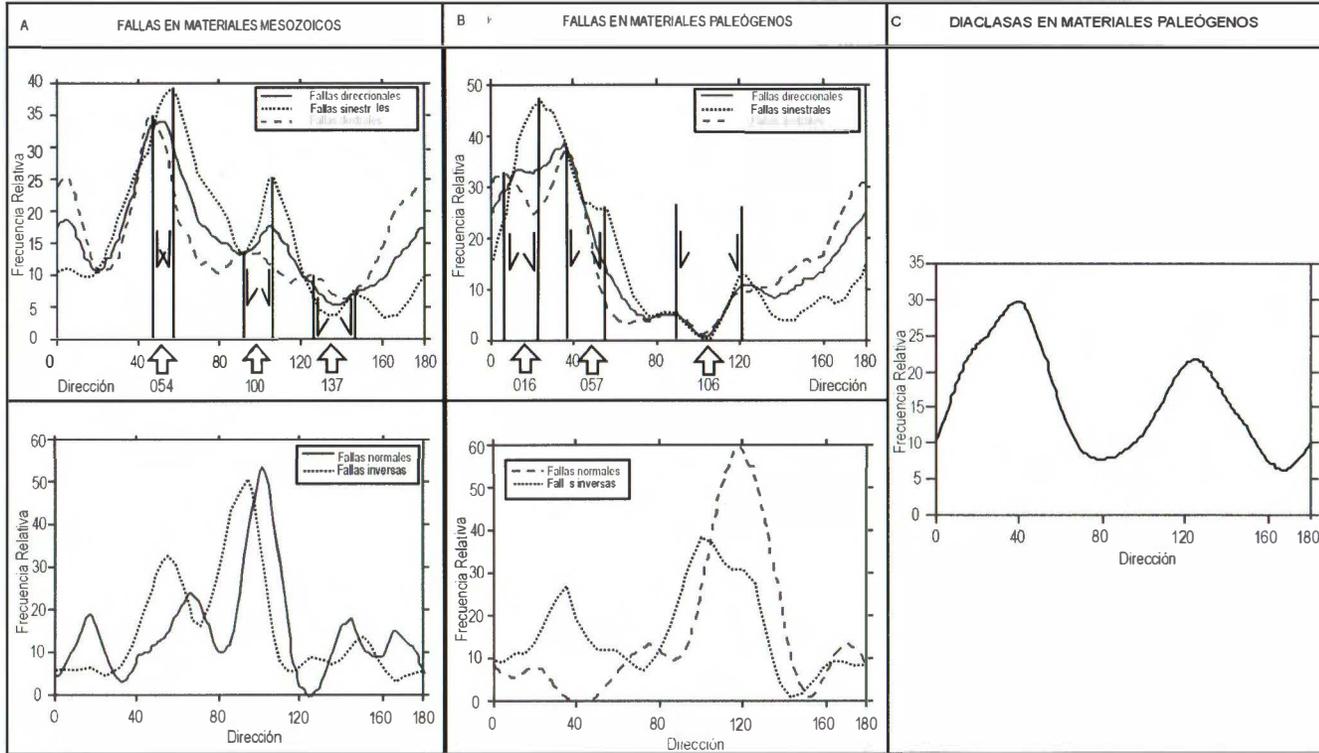


Figura 6.11. Representación de las orientaciones de fallas y diaclasas del sector de la Rama Aragonesa en función de la edad de los materiales a los que afectan. A) Comparación entre las direcciones de fallas con movimientos dextrorso y sinistrórsum y de las fallas con componente normal e inverso en materiales mesozoicos. B) Comparación entre las direcciones de fallas con movimiento dextrorso y sinistrórsum y de las fallas de componente normal e inverso en materiales paleógenos. C) Orientación de las diaclasas que afectan a los depósitos paleógenos. Los datos de dirección han sido procesados mediante curvas de frecuencia suavizadas.

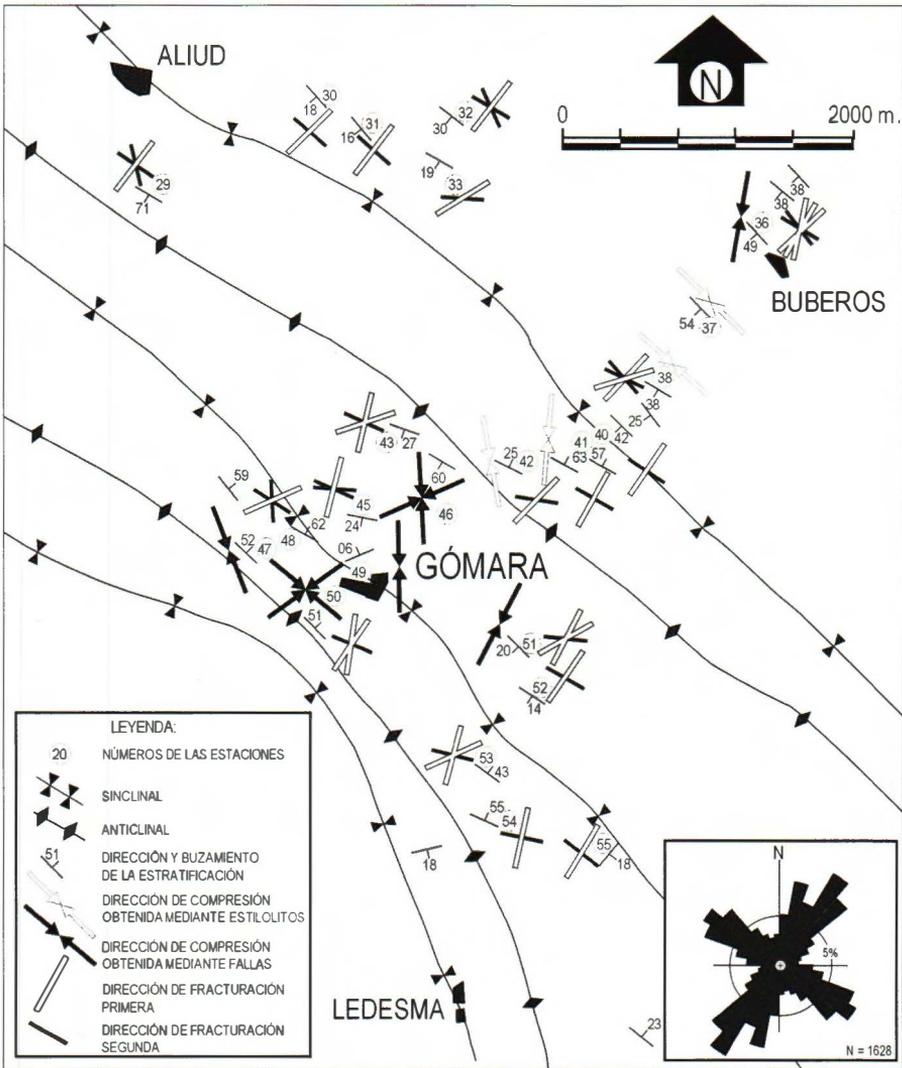


Figura 6.12. Situación de las estaciones analizadas y síntesis de los resultados obtenidos. El diagrama en rosa representa la distribución del total de fracturas medidas (excluidas las fallas con estricciones).

relaciones de corte, siguiendo la metodología descrita al comienzo del capítulo. En esta zona, las diaclasas dibujan un denso entramado en casi todos los bancos conglomeráticos (ver Fig. 6.9.B). El conjunto de los datos de direcciones de estas fracturas (Fig. 6.12 y 6.13A) muestra dos máximos principales NE-SO y NO-SE, si bien en el primero de ellos pueden identifi-

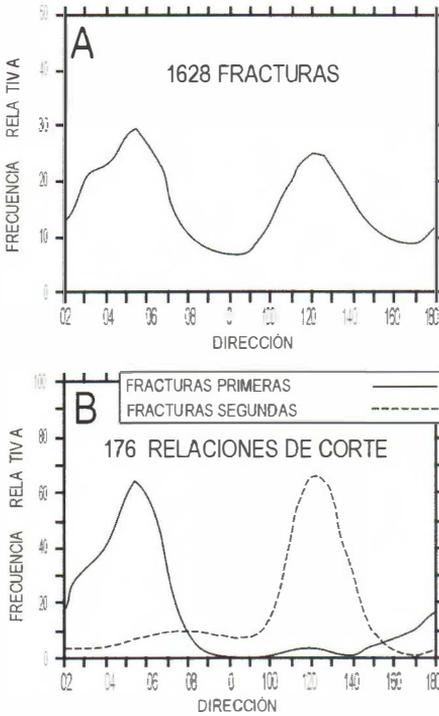


Figura 6.13. A: Curva de frecuencia suavizada para el conjunto de las fracturas medidas. B: Idem para las fracturas en las que se ha establecido una relación cronológica entre una familia primera y una segunda en virtud de sus relaciones de corte.

El 94% de las relaciones de corte (136 datos) muestran que las fracturas de orientación N000E a N075E son anteriores a las de dirección N090E a N165E (Fig. 6.15B).

En aquellos afloramientos en los que la familia NE no se encuentra subdividida en dos, el patrón de fracturación presenta *estilo arquitectónico en H* (Hancock, 1985). En aquellos otros en los que se diferencia una subfamilia NNE y otra NE (estaciones 36, 38, 43, 49, 51 y 53) la familia SE se interrumpe indistintamente contra una u otra de las anteriores, dando lugar a un *estilo arquitectónico en A* (ver ejemplos de ambos tipos en Fig. 6.12).

No todas las familias de fracturas presentan los mismos caracteres morfológicos e indicadores cinemáticos. Ya hemos señalado que algunas de ellas (66 observaciones en total) tienen componentes de movimiento en

carse dos máximos relativos según N015E y N040E. Comparando los diagramas en rosa de las figuras 6.12 y 6.14, correspondiente a un afloramiento situado a 12 kilómetros al norte de Gómara, se comprueba que las familias de fracturas son las mismas a escala macro- y mesoestructural.

El estudio sistemático de 176 relaciones de corte observadas entre las distintas fracturas permite afirmar que la familia NNE a NE fue la primera en desarrollarse, mientras que los planos NO-SE se formaron después, ya que terminan sistemáticamente contra los anteriores (Fig. 6.12 y 6.13B). En la mayoría de los casos, las fracturas con una orientación entre N y ENE son anteriores a las fracturas de orientación E a SSE. En la figura 6.15A se muestra un diagrama en el cual se representan las 176 relaciones de corte entre los pares de fracturas en función de su orientación.

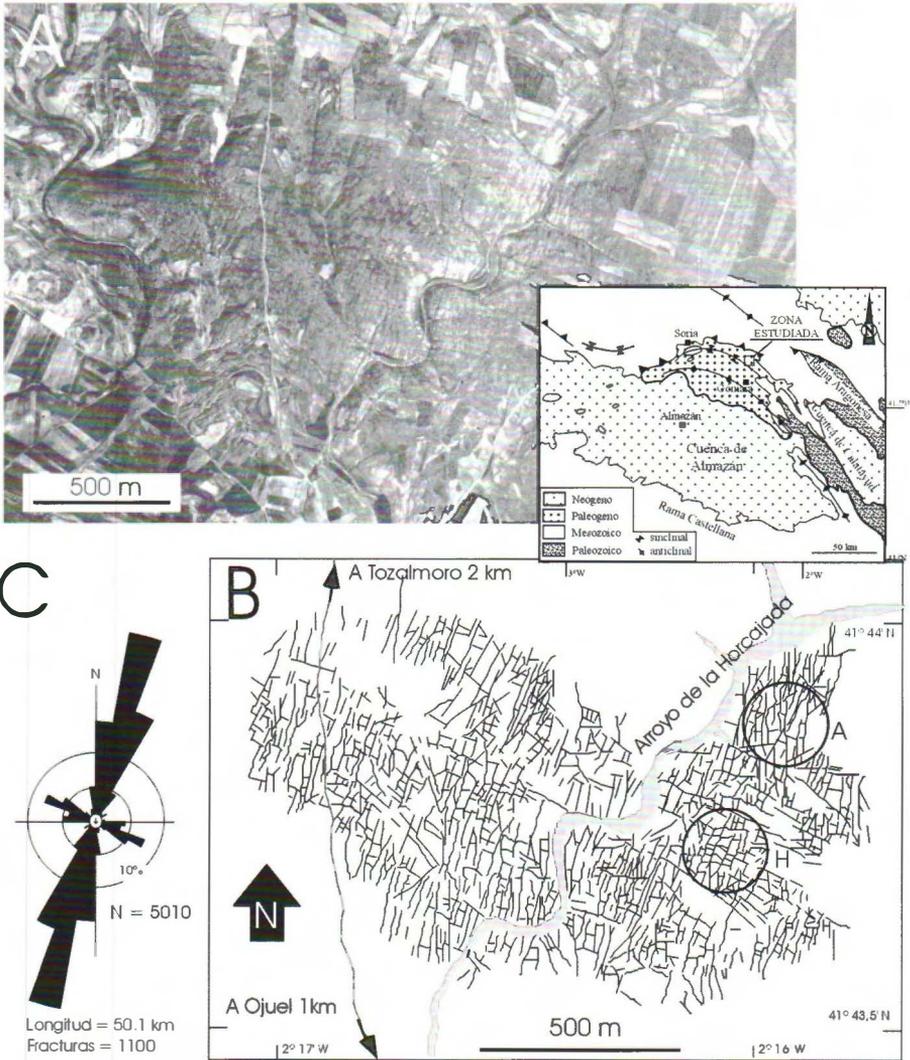


Figura 6.14. A) Fotografía aérea de la zona de Tozalmuro y Ojuel (ver situación en el mapa). B) Cartografía fotogeológica de la fracturación, realizada a partir de la fotografía aérea. Los círculos señalan zonas donde se observan ejemplos de estilos arquitectónicos en A y H. C) Diagrama en rosa de las fracturas cartográficas en el mapa adjunto ponderada en función de la longitud.

dirección registradas en el desplazamiento de cantos (Fig. 6.16A). Su correspondiente diagrama en rosa es el representado en la Fig. 6.16D, en el que se superponen la rosa de frecuencias total y las rosas parciales correspondientes a las fracturas con sentido de movimiento dextrorso y

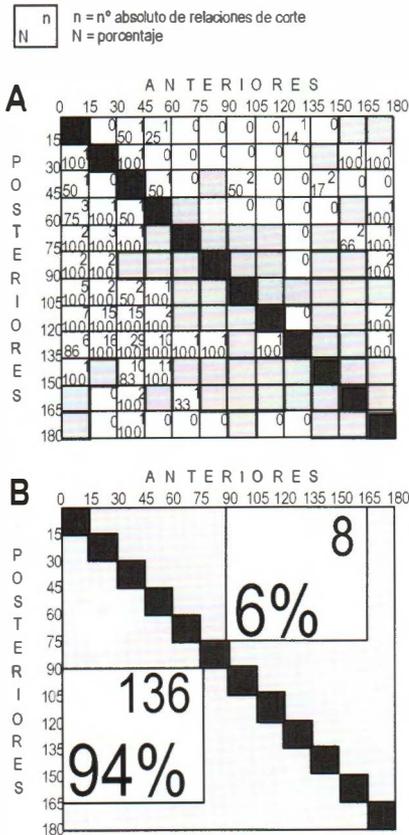
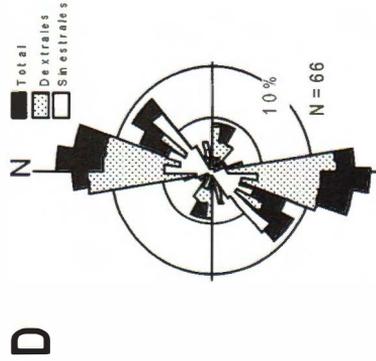
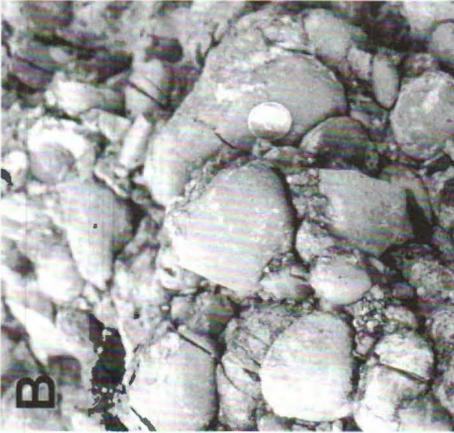
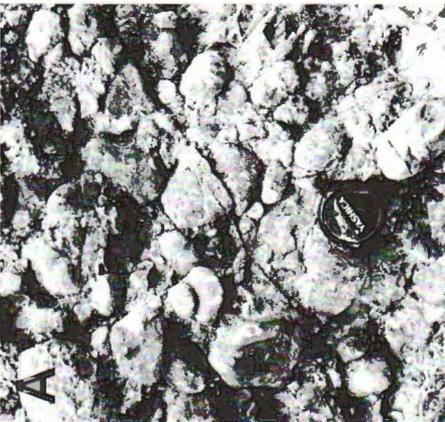


Figura 6.15. A) Cronología relativa de las direcciones de fracturas a partir de las 176 relaciones de corte observadas en campo. En el extremo superior derecho de cada celda se representa el número de datos y en el extremo inferior izquierdo el porcentaje con respecto a su relación contraria (localizada en la celda simétrica respecto de la diagonal en negro). Las celdillas en gris suponen la no existencia de datos de relación de corte entre esas direcciones. Por ejemplo, entre fracturas de direcciones N135-150E y N030-045E se han observado un total de 12 relaciones de corte. De ellas, 10 (83%) indican que las N030-045E son anteriores a las N135-150E, y 2 relaciones (17%) indican la cronología contraria. Para direcciones N135-150E y N045-060E, en el 100% de los casos observados (11 relaciones) las fracturas 135-150 son posteriores. B). Diagrama sintético basado en el anterior, donde se representa las relaciones de corte entre las fracturas de orientación N090-165E (familia NW-SE) y N000-075E (familia NE-SW).

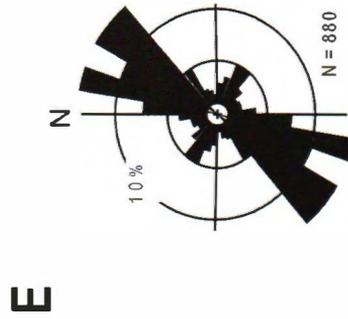
sinistrósum, respectivamente. El diagrama es claramente bimodal, y se observa cómo el máximo próximo al norte corresponde mayoritariamente a fracturas de sentido dextrorso, mientras al máximo NE pertenecen la mayoría de las fracturas con sentido de movimiento sinistrósum. Este esquema representa, por tanto, un claro sistema de fallas direccionales conjugadas compatibles con un eje de esfuerzo máximo σ_1 orientado en la bisectriz de ambas (en torno a N025E). Aunque en número más pequeño, también algunas de las fracturas ESE a SE muestran este tipo de desplazamientos, si bien aquí no están tan claramente definidas las dos familias conjugadas.

Hay otro tipo de fracturas que, aunque no desplazan cantos, sí tienen planos lisos que los cortan (Fig. 6.16B), característica común con los del tipo descrito en el párrafo anterior. La distribución de frecuencias (Fig. 6.16E) es muy similar a la anterior: dos máximos principales N015E y N040E y una familia minoritaria ESE a SE. Ello sugiere que este segundo tipo de fracturas puede tener el mismo significado que el primero (fracturas de cizalla de tipo direccional), con la única diferencia de que su salto es prácticamente nulo.

Figura 6.16. Tipología de fracturas en los conglomerados de Gómara y su correspondiente distribución de orientaciones: A y D) Fracturas que desplazan cantos; B y E) Fracturas que cortan cantos sin desplazarlos; C y F) Fracturas que rodean cantos. N: Número de datos correspondientes a cada tipo de fracturas.



Fracturas que desplazan cantos



Fracturas que cortan cantos



Fracturas que rodean cantos

Finalmente, existe un tercer tipo de superficies de fractura de carácter más irregular que rodean los cantos del conglomerado sin atravesarlos (Fig. 6.16C). La gran mayoría de ellas se identifica con la familia SE, si bien también aparece un máximo relativo en N035E (Fig. 6.16F). Este último se sitúa dentro del diedro que forman las dos familias de fracturas de cizalla NNE y NE. Esta última circunstancia se observa no sólo en el conjunto global de los datos expresados en el diagrama, sino también en varias de las estaciones individuales analizadas (estaciones 30, 36, 42, 49, 52). En cada una de ellas, las fracturas que rodean cantos tienen dirección próxima a N030E, mientras las que cortan cantos (incluidas algunas que, además, los desplazan) forman sendas familias N015-020E y N040-050E. El mismo esquema se observa también en algunas estaciones (30, 31, 42, 52, 53) para las fracturas NO-SE, si bien en este caso las direcciones de los máximos son menos persistentes. Todas las características descritas mueven a interpretar este tercer tipo de fracturas como superficies de rotura tensional subparalelas al eje de esfuerzos σ_1 .

Dentro de esta zona se ha intentado establecer también la relación existente entre el espaciado de las familias principales de fracturación con el grado de madurez o desarrollo alcanzado por la misma. Para este fin se ha estudiado un total de 13 estaciones, en las que se han medido 419 datos de espaciados de las fracturas NE-SO y 142 datos de las NO-SE, tomando asimismo en consideración la potencia de la capa o capas afectadas. La distribución de estas trece estaciones se muestra en la figura 6.17.

Si proyectamos las medidas de los espaciados obtenidos para las dos familias estudiadas en cada estación frente al espesor de la capa afectada, observamos una clara tendencia a aumentar el espaciado a medida



Figura 6.17. Localización de las estaciones donde se ha podido determinar los valores de espaciado entre fracturas de una misma familia.

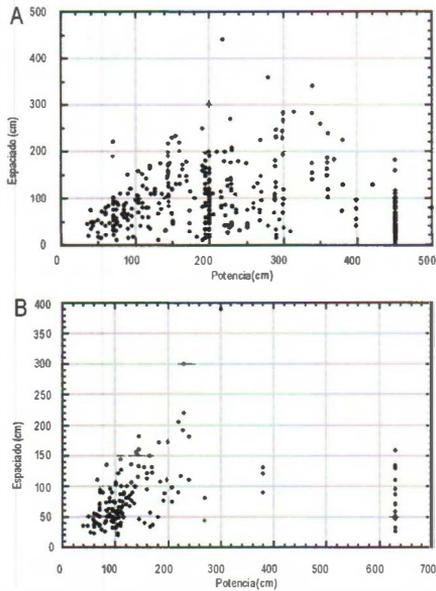


Figura 6.18. Relación entre los espaciados del las fracturas NE-SO (A) y NO-SE (B) y la potencia de las capas.

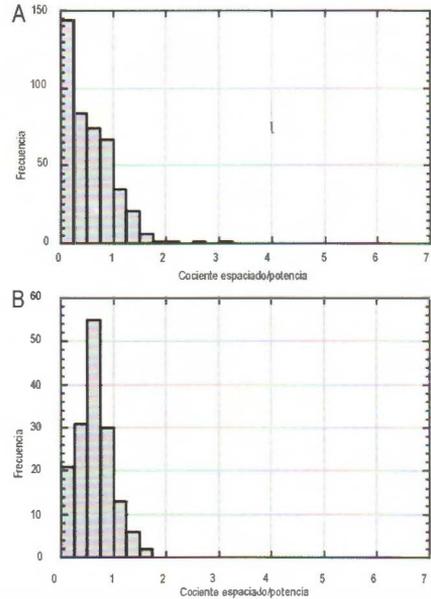


Figura 6.19. Distribución de frecuencias de la relación espaciado/potencia de las familias NE-SO (A) y NO-SE (B).

que aumenta el espesor de las capas, aunque no deja de ser apreciable la dispersión de los valores (Fig. 6.18). La media de los cocientes entre el espaciado y la potencia en la globalidad de las estaciones es 0,54 para la familia NE y 0,62 para la NO. Si elaboramos un histograma de frecuencias de la relación espaciado/potencia de las estaciones analizadas obtenemos una distribución sesgada hacia los valores más bajos de la relación, que tiende a hacerse asintótica hacia los más altos (Fig. 6.19). El número de estaciones donde ha podido caracterizarse el espaciado de la familia NO es bajo, debido fundamentalmente a la orientación de los afloramientos, que mayoritariamente son paralelos a esta dirección. Como consecuencia de ello, los datos obtenidos no son suficientes para caracterizar estadísticamente esta familia, y por lo tanto a lo largo de este subapartado únicamente describiremos las fracturas de orientación NE.

Aplicando a los datos obtenidos de la relación espaciado/potencia el indicador de Rives *et al.* (1992), IR, obtenemos un valor promedio de 0,99 para la familia NE, que significaría un alto desarrollo de las fracturas con esta orientación. Los valores de JPI varían entorno a una media de 0,59, que corresponde también a un estadio de desarrollo medio-alto. El

índice FSI (Narr y Suppe, 1991), como se ha mencionado anteriormente en los apartados metodológicos, también puede considerarse un indicador del grado de madurez de la fracturación. En las estaciones analizadas, el valor medio de éste es 2,83, que indica un grado de desarrollo medio de la fracturación, alcanzando en algunas zonas prácticamente el estadio de saturación (estaciones 31 y 33) (ver Fig. 6.20).

Con los datos disponibles, se ha planteado analizar las variaciones regionales en el espaciado de la familia NE-SO, y por lo tanto el grado de madurez dentro del ámbito geográfico estudiado. El análisis de la variación de este parámetro dentro de un marco regional se ha acometido desde el punto de vista geoestadístico³, mediante la aplicación de los diferentes métodos de estudio de variables regionalizadas⁴, es decir, variables distribuidas en el espacio de forma que presentan una estructura espacial de correlación. El método utilizado es el llamado krigeado⁵ (Samper y Carrera, 1990), basado en procedimientos de medias rodantes. Las variables que vamos a emplear como índices de desarrollo de la familia NE son el índice de Rives *et al.* (1992) al que Arlegui (1996), como ya se ha mencionado anteriormente, denomina IR, el cociente entre la desviación estándar de los espaciados y la media, definido por Dunne y Hancock (1994) como

3 La geoestadística emplea una aproximación a la realidad en cierta medida opuesta a la de la estadística convencional (Ingram, 1996). En ella se asume que los puntos adyacentes están correlacionados entre sí espacialmente. Esta continuidad se mide y se emplea para la estimación de la variable en un punto o bloque. La relación particular que expresa la extensión de esa correlación o continuidad se mide a través de una función llamada función variograma o simplemente variograma. El valor de la variable en un punto dado está relacionado con los valores en los puntos vecinos, y esta influencia disminuye cuanto más alejados están los puntos. Es posible que el grado de influencia sea diferente en direcciones diferentes, es decir, exista una anisotropía en el valor de los datos en función de su distribución espacial. Para expresar estas variaciones se define un vector de distancias con una orientación específica. El grado de relación entre puntos situados a una distancia dada sobre este vector puede expresarse por la covarianza.

4 Una variable distribuida en el espacio de forma que presenta una estructura espacial de correlación se dice que está regionalizada (Samper y Carrera, 1990). Lo característico de este tipo de funciones es que se pueden concebir como la suma de una componente estructurada y otra aparentemente errática. La primera es la que permite asegurar que, si nos encontramos en una zona en que se han realizado varias medidas por encima de lo normal, lo más probable es que las medidas adicionales también sean altas. La componente errática es la que impide precisar con exactitud el valor de dichas hipotéticas medidas. Las variaciones o fluctuaciones erráticas de la variable regionalizada impiden su tratamiento o descripción mediante una función continua. Por tanto, es necesario una formulación del problema que tenga en cuenta los dos aspectos de tal manera que sea posible una representación simple de la variabilidad espacial.

5 El krigeado (en francés se denomina krigeage, y en inglés kriging, el término krigeado está acuñado por Samper y Carrera, 1990 y aparece en el Diccionario Internacional de Geoestadística) es el proceso de estimar el valor de una variable distribuida espacialmente a partir de valores adyacentes y del criterio de interdependencia obtenido en el variograma. El krigeado es el mejor método de estimación ya que involucra la construcción de una ecuación de medias móviles ponderadas que se empleará en la estimación del valor de la variable en localizaciones específicas. Esta ecuación está diseñada de forma que minimiza el efecto de la elevada varianza de las muestras al incluir el conocimiento de la covarianza entre el punto estimado y otros puntos con muestras dentro del rango.

AFLORAMIENTO	MODA ESP.	MEDIAESP.	MEDIANA ESP.	DES. STAND. ESP.	MODA POT.	MEDIA POT.	MEDIANA POT.	DES. STAND. POT.	MODA ESP/POT
30	60,000	106,000	68,000	82,826	75,000	112,000	85,000	57,428	0,875
31.1	45,000	69,594	51,500	45,505	45,000	85,000	77,500	35,687	1,125
31.2	85,000	107,180	93,000	56,971	90,000	108,400	110,000	31,074	1,125
31.3	75,000	100,940	86,000	63,321	75,000	116,920	94,000	60,694	0,875
32	67,500	119,550	96,000	60,686	230,000	225,910	230,000	103,400	0,375
33	105,000	143,880	149,000	38,688	145,000	145,000	145,000	0,000	1,125
36	65,000	148,270	107,500	110,970	305,000	249,230	286,000	73,896	0,375
45	125,000	84,520	96,000	40,177	205,000	223,600	225,000	24,175	0,625
48	115,000	109,610	115,000	86,656	195,000	221,240	195,000	46,582	0,625
49	175,000	124,080	115,000	68,473	365,000	252,870	235,000	84,073	0,375
51	87,500	97,407	63,000	66,618	200,000	200,000	200,000	0,000	0,375
52	25,000	44,946	37,000	31,743	450,000	450,000	450,000	0,000	0,125
54	37,500	81,391	70,000	56,627	275,000	303,480	300,000	63,799	0,125

AFLORAMIENTO	MEDIA ESP/POT	MEDIANA ESP/POT	DES. STAND. ESP/POT	JPI ESP	lr ESP	JPI ESP/POT	lr ESP/POT	FSI
30	0,828	0,813	0,343	0,781	0,566	0,414	1,056	1,647
31.1	0,868	0,965	0,416	0,654	0,647	0,479	1,295	1,650
31.2	0,968	1,023	0,386	0,532	0,793	0,399	1,162	1,166
31.3	0,885	0,857	0,331	0,627	0,743	0,374	0,988	1,360
32	0,771	0,496	0,784	0,508	0,565	1,016	0,486	2,353
33	0,992	1,028	0,267	0,269	0,730	0,269	1,134	0,973
36	0,595	0,468	0,437	0,748	0,438	0,734	0,630	2,318
43	0,379	0,359	0,180	0,475	1,479	0,474	1,647	2,329
48	0,496	0,564	0,269	0,608	1,049	0,543	1,261	1,924
49	0,490	0,453	0,208	0,552	1,410	0,425	0,766	2,199
51	0,467	0,415	0,333	0,684	0,898	0,684	0,770	2,410
52	0,100	0,082	0,071	0,706	0,556	0,706	1,251	12,162
54	0,277	0,200	0,211	0,696	0,461	0,760	0,451	4,335

Figura 6.20. Tabla de los distintos parámetros obtenidos del análisis del espaciado de la familia de fracturas de orientación NE-SW en distintas estaciones, utilizados para obtener los distintos índices de madurez a los que se hace referencia en el trabajo.

JPI, y el cociente entre el espesor de la capa afectada y la media del espaciado (índice FSI de Narr y Suppe, 1991). Cada estación ha sido situada dentro de un sistema de coordenadas cartesianas cuyo eje X es paralelo a la dirección E-O y su eje Y a la dirección N-S.

Los mapas de contornos obtenidos para las dos variables muestran patrones comunes. En ambos se observa que las zonas con un mayor desarrollo de la fracturación se localizan en los sectores occidentales y noroccidentales del área estudiada (Fig. 6.21), que coinciden con zonas donde se localizarían el núcleo de dos pliegues sinclinales. Estas zonas no corresponde con las zonas más elevadas topográficamente (ver Fig. 6.21F), pero sí se trata de los puntos más altos de la serie estratigráfica. Este hecho ya fue observado por Arlegui (1996) en el sector central de la cuenca del Ebro, donde la mayor madurez de la fracturación coincidía con las zonas más elevadas topográficamente, y dado que la estratificación era horizontal, coincidía por lo tanto con las partes altas de la serie.

2.1.3. RAMA CASTELLANA

Los planos de falla se orientan según dos direcciones: NO y NNE. Aparece también una dirección menos relevante que las anteriores, pero claramente diferenciada, ESE-ONO. Los planos de las diaclasas presentan tres direcciones muy marcadas: NNE, NE y NNO (Fig. 6.22). Se observa por lo tanto, que existe una cierta similitud entre las direcciones de fallas y diaclasas, aunque existen dos excepciones: la dirección de diaclasado NE coincide con un mínimo relativo en las orientaciones de fallas, y la orientación ESE corresponde a un máximo relativo en la dirección de las fallas.

Igual que en los sectores anteriores, las direcciones de estos planos de fractura se disponen en los bordes de la cuenca perpendiculares y paralelas a las macroestructuras allí localizadas (estaciones 150 y 151). El análisis de la fracturación únicamente se ha llevado a cabo en los depósitos mesozoicos, donde ésta se orienta según tres direcciones preferentes NNE, ESE y NO para las fallas, mientras que las diaclasas lo hacen

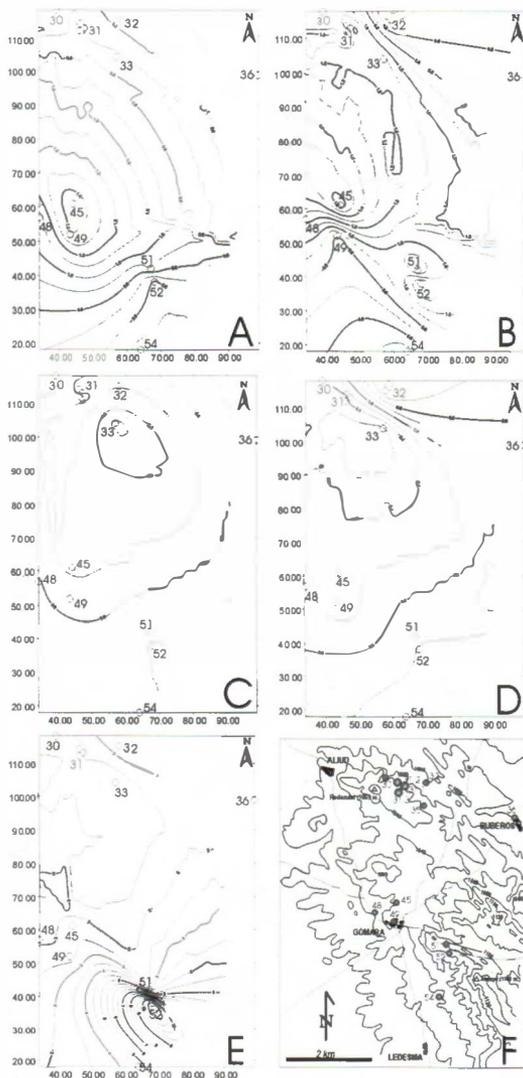


Figura 6.21. Mapas resultantes de la aplicación de los índices geostatísticos al estudio de la madurez del diaclasado en la zona de Gómara. A) Variación regional del IR en la zona de estudio. B) Distribución del valor IR / valor medio de la potencia. C) Distribución del JPI. D) Distribución del JPI/ valor medio de la potencia. E) Variación espacial del valor FSI. F) Curvas de nivel.

según dos orientaciones predominantes N y E (Fig. 6.23A y B). Las fallas direccionales e inversas son compatibles con una dirección de compresión N-S. El patrón de orientación de las fallas normales sigue una moda principal de dirección NO-SE (ver Fig. 6.23A).

2.1.4. SECTOR OCCIDENTAL DE LA CUENCA DE ALMAZÁN

En este sector las direcciones principales de diaclasado son NO, NNE y NE, mientras que las orientaciones de los planos de falla son por lo general N, NE y E (Fig. 6.24).

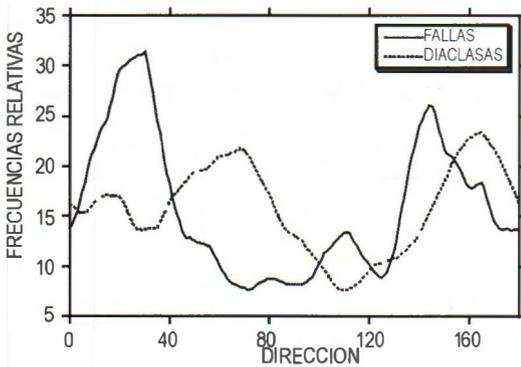


Figura 6.22. Comparación entre las orientaciones de fallas y diaclasas del sector de la Rama Castellana. Los datos de dirección han sido procesados mediante curvas de frecuencia suavizadas.

Mientras en los otros tres sectores las fracturas se disponían en su gran mayoría paralelas y perpendiculares a las macroestructuras existentes, en este sector no ocurre lo mismo de una manera tan generalizada, aunque en algunos casos sí que se mantiene esa relación (estaciones 104, 106, 109, 114, 115, 117, 118, 137 y 141). Así, existen estaciones en las que no se aprecia el control, en la dirección de

fracturación, de las grandes estructuras presentes en los bordes de la cuenca, mostrando generalmente i) dos direcciones subperpendiculares entre sí, y oblicuas a la estructuración de los bordes, NO y NE (estaciones 121, 124, 125, 135 y 136), ii) dos direcciones predominantes oblicuas entre sí (estaciones 110 y 134), y iii) una única dirección de fracturación (estaciones 113 y 133).

A partir de los gráficos de frecuencia de las fallas direccionales e inversas que afectan a los materiales mesozoicos de este sector, y que se muestran en la figura 6.25A, se puede inferir que éstas pudieron generarse bajo la acción de una dirección de compresión N-S. Las direcciones de las fallas normales que afectan a estos mismos depósitos presentan también cuatro direcciones preferentes: NNE, NE, ESE, SE (Fig. 6.23A), y su génesis puede asociarse a la acción de dos direcciones de extensión con σ_3 en dirección NE y NO. Si comparamos los datos de orientaciones de

fallas y diaclasas, se observa que en los materiales mesozoicos existe una gran disparidad entre los datos de orientaciones obtenidos (N y E en el caso de fallas y NE y NO en el de las diaclasas, ver figura 6.25A y B). Para finalizar, cabe destacar que el número en las orientaciones de diaclasado aumenta desde los materiales de edad mesozoica a los paleógenos, caracterizándose los primeros por un patrón de fracturación constituido por dos direcciones preferentes (NE y NO) y presentando los segundos, además de las dos orientaciones anteriores, la dirección NNE (Fig. 6.25B y C).

2.2. RELACIONES DE LOS SISTEMAS DE FRACTURAS CON PLIEGUES Y EL CAMPO DE ESFUERZOS

Los planos de fractura medidos en flancos y charnelas de pliegues se disponen subparalelos y subperpendiculares a estas estructuras, por lo

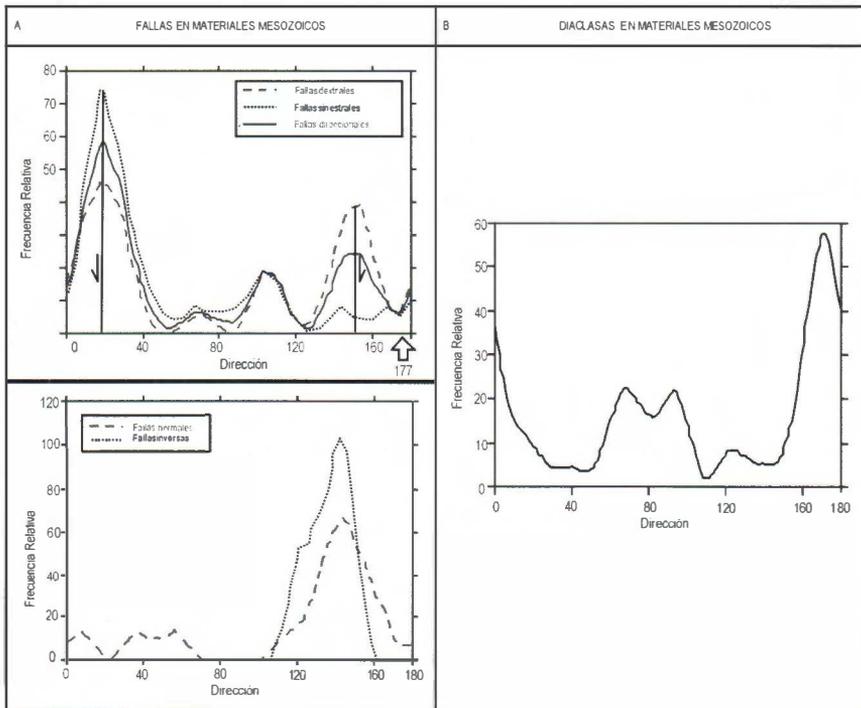


Figura 6.23. Representación de las orientaciones de fallas y diaclasas del sector de la Rama Castellana en función de la edad de los materiales a los que afectan. A) Comparación entre las direcciones de fallas con movimientos dextrorso y sinistrósum y de las fallas con componente normal e inverso en materiales mesozoicos. B) Orientación de las diaclasas que afectan a los depósitos mesozoicos. Los datos de dirección han sido procesados mediante curvas de frecuencia suavizadas.

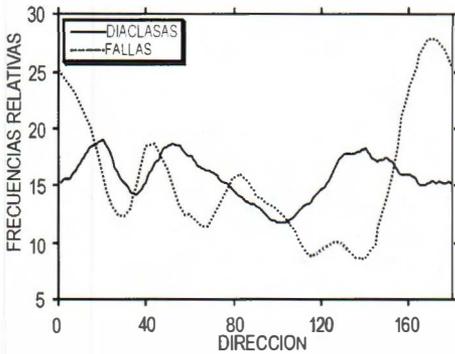


Figura 6.24. Comparación entre las orientaciones de fallas y diaclasas del sector occidental de la Cuenca de Almazán. Los datos de dirección han sido procesados mediante curvas de frecuencia suavizadas.

que puede deducirse una dependencia espacial más que temporal en la variación de la orientación de la fracturación en estas áreas. Las fracturas pueden interpretarse entonces como juntas tensionales paralelas y perpendiculares a los ejes de los pliegues, y a su vez perpendiculares a los planos de estratificación (ver figura 6.26A y B). Dentro de este patrón ortogonal se pueden presentar dos estilos diferentes, ya descritos por Rives *et al.* (1994). El primero es el llamado *fracture grid lock* (Hancock *et al.*, 1987); en él aparecen dos familias de diaclasas perpendiculares entre sí que se intersectan y terminan indistintamente unas contras otras, indicando que ambas son coetáneas (Hancock *et al.*, 1987; Pollard y Aydin, 1988; Simón *et al.*, 1988; Simón, 1989b; Caputo, 1995). El segundo patrón es el que Hancock (1985) denomina arquitectura en H, ya citado con anterioridad. En este caso, una de las familias presenta superficies planas, continuas y sistemáticas, en tanto que la otra presenta planos cortos e irregulares que terminan siempre contra la primera. Esta segunda familia es a la que Hancock (1985) denomina *cross joints*. El origen de las *fractures grid lock* puede explicarse mediante la existencia de repetidos intercambios entre los ejes σ_2 y σ_3 (Hancock, 1985; Simón *et al.*, 1988; Simón, 1989b; Caputo, 1995), probablemente debido, en el caso concreto de las áreas plegadas, a la propia cinemática del pliegue. En estos casos, las condiciones del régimen de esfuerzos se asemejan a la que se establece en la distensión radial. Cuando los ejes σ_2 y σ_3 presentan valores muy semejantes, la aparición de una fractura perpendicular al eje σ_3 produce en su entorno una relajación de la tensión normal a la misma, mientras se mantiene la tensión en dirección paralela. Esto provoca un intercambio en la posición de los eje σ_2 y σ_3 , que dará lugar a que la nueva fractura se propague perpendicular al nuevo eje σ_3 , y por tanto perpendicular a la fractura previa. Este proceso de intercambio puede repetirse varias veces en un sentido u otro. En el caso de presentar la fracturación una arquitectura en H, donde, como se ha mencionado anteriormente, una de las fracturas es claramente anterior a la otra, la formación de esta segunda puede ser independiente del campo de esfuerzos que dio lugar a

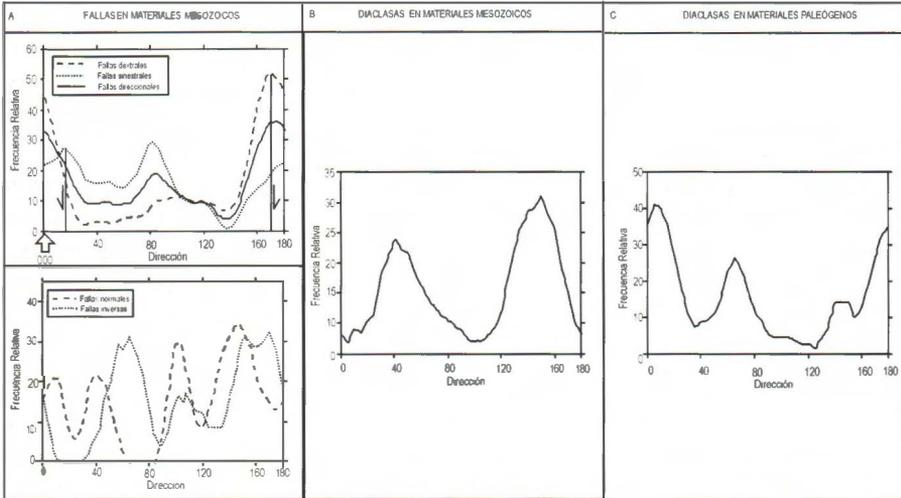


Figura 6.25. Representación de las orientaciones de fallas y diaclasas del sector de la Rama Castellana en función de la edad de los materiales a los que afectan. A) Comparación entre las direcciones de fallas con movimientos dextrorso y sinistrósum y de las fallas con componente normal e inverso en materiales mesozoicos. B) Orientación de las diaclasas en rocas mesozoicas. C) Dirección de las diaclasas que afectan a los depósitos paleógenos. Los datos de dirección han sido procesados mediante curvas de frecuencia suavizadas.

la primera, aunque es evidente que ha existido un cierto control por parte de la familia primaria. La presencia de una familia de fracturas previas reorienta el campo de esfuerzos posterior de tal manera que las nuevas trayectorias de σ_3 tienden a hacerse ortogonales a las fracturas en sus extremos y paralelas a la discontinuidad en su parte central (Simón *et al.*, 1988; Simón, 1989b; Olson y Pollard, 1989; Petit y Barquins, 1990; Rives, 1992; Rives *et al.*, 1994; Auzias, 1995).

También es común observar la existencia en las zonas plegadas de fracturas conjugadas de cizalla o híbridas de tensión y cizalla (Fig 6.26C y D). En el caso de las diaclasas conjugadas, se ha observado una disposición de los planos de éstas semejante a la propuesta en el modelo de Anderson (1951) para fallas direccionales, donde σ_1 se sitúa en la bisectriz del ángulo agudo, σ_3 en la bisectriz del ángulo obtuso y σ_2 en la intersección de los dos planos. En el caso concreto del entorno de Gómara, donde se ha realizado el análisis de la fracturación de una forma más detallada, las familias determinadas se agruparían en dos sistemas genéticos que se desarrollaron en el orden cronológico siguiente:

(1º) Un sistema formado con σ_1 horizontal N030E y σ_2 vertical; está compuesto por una mayoría de fracturas de cizalla conjugadas, de direc-

ciones medias N015E (dextrales) y N040E (sinestrales), y una minoría de fracturas tensionales NNE.

(2º) Un sistema formado con un eje mayor horizontal (σ_1 ó σ_2) en torno a N120E y un σ_3 horizontal N030E; está compuesto por unas pocas fracturas de cizalla conjugadas con bisectriz entre ESE y SE (compatibles con un σ_1 horizontal en esa dirección) y una clara mayoría de fracturas tensionales, también orientadas alrededor de N120E, para las que no puede determinarse si σ_1 es horizontal o vertical.

Los sistemas conjugados con bisectriz tanto NNE como SE tienen en común algunos rasgos que refuerzan, desde el punto de vista mecánico, la coherencia de la interpretación expuesta. En primer lugar, el ángulo diedro 2α entre las familias de fracturas de cizalla puras es bastante constante y se encuentra comprendido entre 25° y 40° . Ello permite calcular un ángulo aparente de rozamiento interno para los conglomerados entre 50° y 65° . Este valor, más elevado que el que se obtiene normalmente a partir

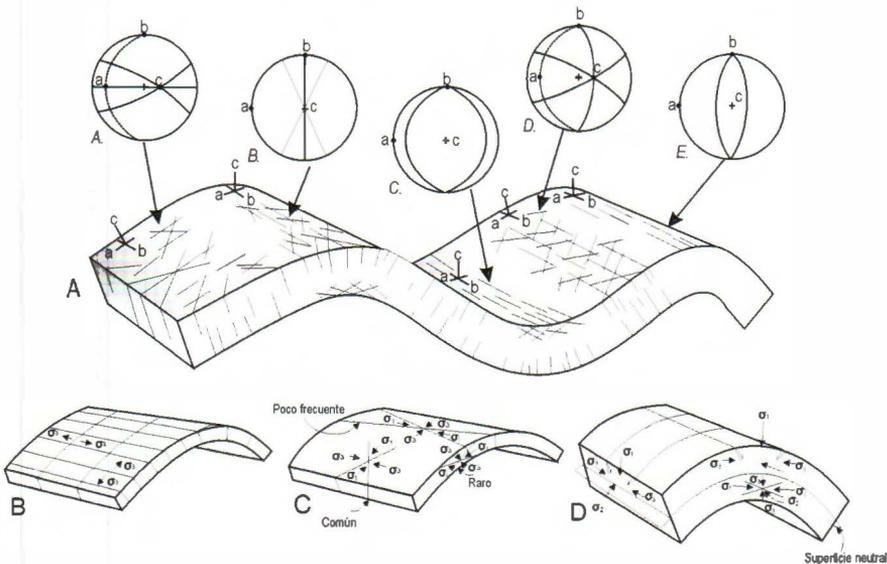


Figura 6.26. A) Fracturas asociadas a pliegues. La proyección estereográfica muestra las orientaciones de las fracturas, representándose la fracturas con ciclográficas en línea continua y la estratificación, cuando la capa no es horizontal, en línea discontinua (extraído de Twiss y Moores, 1992). B) Típica relación de fracturas extensionales en un pliegue. Se muestra la orientación de σ_3 en diferentes estadios. C) Orientación típica de las fracturas de cizalla en una capa de poco espesor, donde se muestra además el sistema de esfuerzos asociado. D) Orientación típica de fallas normales e inversas en una capa plegada por encima y debajo de la superficie neutra respectivamente. B, C y D han sido extraídos de Price y Cosgrove (1990).

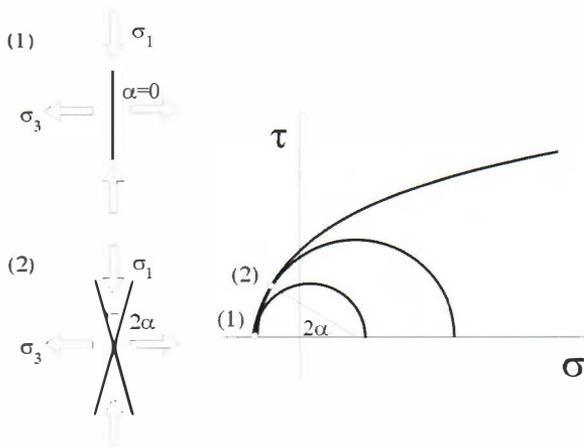


Figura 6.27. Interpretación mecánica de los sistemas de fracturas de tensión (1) y cizalla (2), de acuerdo con el criterio de rotura de Mohr-Coulomb. (α : ángulo entre el plano de fractura y el eje σ_1).

de ensayos de compresión simple en el laboratorio sobre muestras de conglomerado (aproximadamente 35°; Barton y Choubey, 1977), encaja bien con otros hechos: (a) coexisten fracturas tensionales y fracturas de cizalla; (b) muchas de las fracturas de cizalla muestran asimismo una cierta componente de apertura, y (c) hay fracturas de características híbridas cuyas direcciones

tienen a mezclarse con las familias principales. Todo ello sugiere que, en conjunto, estamos ante una fracturación híbrida de tensión-cizalla producida bajo condiciones de esfuerzo desviatorio pequeño y escasa carga litostática (Fig. 6.27). Valores de presión de fluidos relativamente altos justificarían que la mayor parte de los planos soporten probablemente componentes de esfuerzo normal efectivo de signo negativo (Secor, 1965; Engelder, 1985). El esquema es en todo análogo al interpretado para los sistemas de diaclasas que afectan al Mioceno calcáreo y detrítico de la Cuenca del Ebro (Arlegui y Simón, 1993).

La relación entre el primer sistema de fracturas y los campos de esfuerzos regionales en la Cuenca de Almazán no ofrece ninguna dificultad. La compresión N030E con la que aquél es compatible se correspondería con el campo regional principal, representando una dirección intermedia entre la propia del campo principal N a NNE y la Compresión Ibérica. Por otro lado, la disposición geométrica de los planos de fractura (subperpendiculares a las capas) y de los indicadores cinemáticos (paralelos a las mismas) sugiere que el sistema de fracturas N a NE es esencialmente anterior al plegamiento y está basculado con las capas. Todo ello induce a pensar que, dentro de la etapa orogénica, la fracturación se habría desarrollado fundamentalmente en los primeros estadios, bajo una dirección de compresión próxima al campo NNE. Más tarde se habrían formado los pliegues con una orientación oblicua a dicha compresión, condicionados

probablemente por la reactivación de las estructuras de zócalo NO-SE propias de la Rama Aragonesa. Esto conlleva que no haya una relación geométrica clara entre fracturas y pliegues (ambos en general son oblicuos entre sí), si bien en última instancia sí existe entre ellos una relación genética indirecta. El hecho de que las fracturas N a NE se generaran en estadios previos a la formación del pliegue se ve corroborado por la localización en los niveles más altos de la serie estratigráfica de la mayor densidad de fracturación (Fig. 6.21), ya que, como se ha mencionado anteriormente, en zonas sin deformación, es en las zonas más elevadas, y por tanto, en los niveles estratigráficos superiores donde se observa la mayor madurez de la fracturación (Arlegui, 1996).

Por otro lado, existen varias posibilidades en cuanto al origen y la interpretación tectónica de las fracturas NO-SE:

(1) Que el conjunto de fracturas tensionales y de cizalla (estas últimas, recordemos, muy minoritarias) representen un sistema análogo al formado por las N a NE, y tengan su origen en la compresión regional NO-SE ya citada en esta región por distintos autores (Simón, 1989a; Maestro González y Casas Sainz, 1995a; Casas Sainz y Maestro González, 1996). Además se han observado en campo estructuras frágiles (fallas en la estación 47, y picos estilolíticos en las estaciones 37 y 38) de cuyo análisis se han obtenido direcciones de compresión subhorizontales de orientación NO-SE, que corroboran la existencia de este campo de esfuerzos en el sector estudiado. Esta posibilidad explica tanto las fracturas de cizalla como las tensionales.

(2) Que sólo las fracturas de cizalla tengan ese origen compresivo, y que las tensionales (la inmensa mayoría) correspondan a *cross-joints* secundarias (Hancock, 1985) vinculadas al desarrollo de las fracturas N a NE. De este modo, su origen no estaría en otro campo de esfuerzos distinto, sino en perturbaciones internas del campo principal. Concretamente, podría tratarse de un intercambio de los ejes σ_1 y σ_2 al decrecer la compresión horizontal, al que seguiría otro intercambio entre σ_2 y σ_3 inducido por la presencia de las propias fracturas primarias N a NE (Simón *et al.*, 1988). Los *estilos arquitectónicos* en H y A como los observados en el sector Ojuel-Tozalmoro (Fig. 6.14B) son típicos de estas situaciones.

(3) Que las fracturas SE (tensionales y de cizalla) sean en realidad una consecuencia secundaria del plegamiento flexural, posibilidad que puede contemplarse a la vista del paralelismo que en muchos afloramientos

tos mantienen con relación a los ejes de los pliegues. Las fracturas tensionales podrían relacionarse con la extensión propia de la charnela externa, e incluso las de cizalla podrían explicarse asimismo mediante el mecanismo de *anticlastic bending* (Ramsay, 1967), que conlleva un acortamiento paralelo al eje del pliegue en esa misma charnela externa. Esta tercera hipótesis es menos probable y se fundamenta sólo en el paralelismo parcial que existe entre las bisectrices de los diedros de fracturas NO-SE y las trazas de los pliegues. Sin embargo, la edad anterior o temprana de esas fracturas respecto a dichos pliegues es un argumento en contra de la misma. Además, esta explicación únicamente serviría para la zona de charnela de los pliegues; sería necesaria una información más detallada acerca de la distribución de la fracturación a lo largo de los flancos y charnelas de los pliegues para evaluarla realmente. Dicha información es difícil de conseguir debido a la falta de continuidad de los afloramientos.

2.3. ANÁLISIS DE FRACTURACIÓN EN MATERIALES HORIZONTALES

El estudio de la fracturación que afecta a los materiales horizontales neógenos de la Cuenca de Almazán se ha llevado a cabo aplicando técnicas de trabajo muy diferentes y complementarias. Además de la toma de datos de orientación de diaclasas y fallas en numerosos afloramientos (ver Fig. 6.2), se ha procedido al análisis de lineamientos a partir de la imagen satélite.

La imagen satélite proporciona una visión sinóptica del terreno que nos permite identificar alineaciones fisiográficas (Sabins, 1987; Jutz y Chorowicz, 1993; Drury y Berhe, 1993). Aunque en muchas ocasiones los lineamientos observados en las imágenes de satélite se corresponden a fallas, fracturas o diques identificables en el campo, existen muchos que no pueden localizarse en las zonas estudiadas, ya que el detalle de las observaciones *in situ* no permite determinar la linealidad de determinadas estructuras por presentar una mayor escala. De ahí la conveniencia de completar los estudios geológicos usuales con un análisis de imágenes obtenidas por satélite. La significación tectónica de los lineamientos ha sido muy debatida, pudiéndose distinguir dos tendencias entre los distintos autores que la discuten:

- 1) Los lineamientos son discontinuidades lineales en relación directa con fallas y fracturas, con exclusión de otros fenómenos (Cazabat, 1975).

2) Los lineamientos son discontinuidades lineales que tienen un carácter compuesto. Están asociados a elementos morfológicos del paisaje y a fenómenos tectónicos variados (Scanvic, 1975; Chukwun y Norman, 1977).

Esta segunda definición es la que se aproxima más a la realidad, ya que casi siempre puede establecerse una relación entre el rasgo lineal y la morfología del terreno, pero la identificación de las alineaciones con discontinuidades o estructuras geológicas sólo en contadas ocasiones. Algunos lineamientos, especialmente los de grandes dimensiones, representan manifestaciones superficiales de elementos estructurales diversos a lo largo de su recorrido, pudiendo agrupar fracturas, depresiones topográficas, límites de dominios litológicos o estructurales, etc. (Scanvic, 1989). En zonas plegadas o con cabalgamientos, los lineamientos pueden corresponder a varios tipos de estructuras o a líneas de capa (Sanderson y Chinn, 1989; Heddi y Eastaff, 1995), sin embargo, en zonas tabulares las estructuras lineales usualmente corresponden con fracturas (Arlegui y Soriano, 1996; Cortés et al., 1998; Maestro y Cortés, 1999).

2.3.1. METODOLOGÍA DEL TRATAMIENTO DE IMÁGENES SATÉLITE PARA LA CARTOGRAFÍA Y ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE LINEAMIENTOS

Elaboración de la cartografía de lineamientos

La cartografía de lineamientos en los depósitos neógenos de la Cuenca de Almazán se ha realizado siguiendo un procedimiento acorde con la metodología de la teledetección aplicada a la cartografía estructural (Arlegui et al., 1994; Arlegui y Soriano, 1996; Cortés et al., 1998; Maestro y Cortés, 1999). La base del trabajo ha sido una imagen del satélite Landsat 5 (200-31) obtenida el 12 de septiembre de 1984 a las 10:19 (hora solar). Las coordenadas del centro de la imagen son 41.78157°N de latitud y 1.93449°W de longitud. Este satélite lleva a bordo el sensor *Thematic Mapper*, que permite el registro simultáneo de siete bandas. Sus intervalos de longitud de onda abarcan el espectro visible (bandas 1, 2 y 3), zonas del infrarrojo próximo (bandas 4, 5 y 7), así como un intervalo de longitud de onda que corresponde a la zona del infrarrojo térmico (banda 6). La escala de trabajo es función de la magnitud de la superficie de terreno cubierta por la unidad elemental a la que se denomina *pixel*. En el caso del sen-

sor *Thematic Mapper*, la unidad elemental cubre una superficie cuadrada de 30 metros de lado, a excepción de la banda 6 que es de 120 metros.

Una imagen consiste en una distribución bidimensional de datos numéricos comprendidos entre 0 y 255, que representan la energía electromagnética asociada a la unidad superficial correspondiente en el intervalo de longitudes de onda en el que opera el sensor. En el visible y el infrarrojo cercano, se trata de energía reflejada, a la que se añade una componente de energía dispersada por la atmósfera. Los números digitales de una imagen se traducen visualmente en distintos tonos de gris siendo el 0 el negro y el 255 el blanco. El ojo humano sólo es capaz de distinguir 32 niveles de gris diferentes, de modo que el tratamiento de imágenes persigue poner de manifiesto por medio de manipulaciones numéricas y asignaciones de colores a distintos valores, rasgos o delimitaciones de superficies que un intérprete sólo dotado de visión humana no sería capaz de distinguir. La mayor parte de los sensores que operan en el visible y el infrarrojo cercano recogen datos simultáneamente en distintos intervalos de longitudes de onda. Cada una de estas series de datos o bandas constituye una imagen registrable geoméricamente con las otras, aunque con valores de números digitales distintos. Las distintas bandas pueden someterse a distintas manipulaciones, estadísticas o meramente visuales, expresables en color por medio de un *sistema de tratamiento de imágenes*.

El *histograma* de frecuencias de aparición de *números digitales* es la expresión descriptiva más sencilla de una imagen. Su forma indica el *contraste* y la *homogeneidad* de la escena. Por ejemplo, una imagen oscura y poco contrastada produce un histograma estrecho y concentrado en valores bajos de números digitales, o un histograma con varios picos indica varias superficies (agua, suelo y vegetación).

Ya que el histograma de frecuencias de los números digitales indica el contraste, alterando el histograma podemos modificarlo. El realce del *contraste* se consigue estirando el intervalo inicial de valores hasta cubrir la totalidad de los valores posibles entre 0 y 255. El *estiramiento* puede realizarse de modo que la relación entre el intervalo del valor inicial y final sea *lineal*, es decir, describible por medio de una recta. Así se realiza por igual cualquier intervalo de valores. En otras ocasiones, cuando existan intervalos de valores que no sean de interés, se realiza un estiramiento parcial, en el que los valores más bajos se comprimen, mientras que se estiran los restantes. La relación entre los valores de entrada y salida se describe por medio de una línea quebrada. Mediante la *ecualización*, el histograma final

reproduce una distribución de valores en que cada intervalo contiene un porcentaje parecido de frecuencias. Es un histograma muy plano con el que se disminuye el contraste en las áreas más oscuras y claras, y se aumenta en los niveles intermedios de gris. El contraste final de la imagen ecualizada suele ser muy fuerte. Otros estiramientos reorganizan los números digitales de acuerdo con una distribución *normal* o *gaussiana* de acuerdo con parámetros estadísticos.

El programa utilizado para el tratamiento informático de las imágenes es el Geo-Jars, y el equipo un IMCO 1000 de Kontron, conectado a un MicroVax2 como ordenador central. Las observaciones de las imágenes se han realizado con un monitor de alta resolución (1280x1024 pixels). A partir de la imagen original se seleccionó la ventana de interés, con un tamaño de 4772 x 2847 pixels (142 x 85 kilómetros). Debido a que las dimensiones de la imagen son demasiado grandes para su estudio, se dividió en 24 subimágenes (4 filas y 6 columnas), facilitándose así su manipulación.

La escasez de la vegetación de la zona permite observar con facilidad la respuesta espectral del terreno. Se realizaron diversas combinaciones de tres bandas, eligiéndose finalmente la de falso color que resultaba de utilizar las 2, 4 y 5 (en azul, verde y rojo, respectivamente), cuya tonalidad facilitaba el análisis visual de las mismas (White, 1993). Las bandas 4 y 5 son especialmente efectivas para la determinación de lineamientos con expresión morfológica. Además, al corresponder a regiones del infrarrojo próximo se evitan efectos atmosféricos, obteniéndose así una gran nitidez. Las combinaciones en falso color proporcionan información sobre cambios texturales, cambios en los usos del suelo y contactos entre unidades geológicas, completando así la visión del terreno. La calidad visual de la imagen ha sido realzada modificando el contraste mediante un estiramiento lineal. Se asignó al 1% de los valores de los números digitales inferiores el color negro (0) y al 1% de los valores superiores el color blanco (255), y se distribuyó linealmente el resto de los valores de los pixels entre estos dos extremos. No se aplicó la corrección geométrica, aunque sí se calculó su valor, en 10° levógiro respecto al norte.

El análisis detallado de la misma se llevó a cabo mediante un programa de tratamiento digital de la imagen sobre monitores y copias impresas de subescenas a escala 1:100.000. Asimismo se obtuvo una copia de la zona completa a escala aproximada 1:485.000, con el fin de tener una visión de conjunto (Fig. 6.28).

Análisis cuantitativo de los lineamientos

Con el fin de completar el estudio de los lineamientos cartográficos, hemos realizado un análisis cuantitativo de las orientaciones y longitudes de los mismos a partir de un tratamiento digitalizado. Se empleó para ello un programa de exploración automática elaborado en el Centro de Tratamiento Digital de Imágenes de la Universidad de Zaragoza. El análisis necesita un tratamiento previo que se inició con un adelgazamiento de las líneas hasta una anchura de un pixel, con objeto de facilitar el seguimiento posterior de las mismas en el siguiente paso del proceso. El documento que contiene las líneas reconocidas se guardó en formato vectorial y se abrió con el programa de exploración.

La exploración automática se inicia en un origen de coordenadas que, en nuestro caso, se sitúa según el norte geográfico. El programa barre la imagen, primero en el eje X y luego en el Y, hasta que se detiene en el primer punto de la línea. Posteriormente se procede al seguimiento de la misma considerando los pixels que estén dentro de una ventana cuyo tamaño puede ser fijado. El tamaño de ventana escogido será menor cuanto menor espaciado tengan las fracturas, es decir, cuanto más próximas estén unas de las otras. Una vez que en el seguimiento de una línea ningún pixel queda dentro de la ventana establecida, el programa sigue



Figura 6.28. Imagen satélite en falso color (banda 2 color azul, banda 4 color verde y banda 5 color rojo) de la zona de estudio.

barriando a partir del pixel siguiente al inicial de la línea anterior, comenzando de nuevo el proceso. El programa de seguimiento de líneas genera un fichero que proporciona los siguientes parámetros: las coordenadas XY inicial y final (para un sistema de coordenadas arbitrario), la orientación en grados (en sentido horario respecto al norte establecido) y la longitud en metros (obtenida por comparación con una línea determinada de longitud conocida). Los datos de este fichero fueron tratados por ordenador mediante programas estadísticos para establecer diagramas de frecuencia de orientación, longitud, relaciones orientación/longitud, etc. Liesa y Arlegui (1996) han evaluado la fiabilidad de los resultados e identificado los posibles problemas analíticos que presenta el proceso descrito, centrándose en la calidad de los valores obtenidos en cuanto a la orientación y longitud de las líneas.

Además, teniendo en cuenta las coordenadas XY del primer y último punto de cada línea, pueden separarse dominios para estudiarlos y analizarlos por separado y poder establecer comparaciones entre ellos. La separación de estos dominios o celdas a partir de las cuales se puede generar el mapa de densidades de lineamientos puede plantear algún problema.

2.3.2. RESULTADOS OBTENIDOS DEL ANÁLISIS DE LOS LINEAMIENTOS

El análisis detallado de la imagen de satélite ha permitido identificar más de 2300 lineamientos en las rocas neógenas de la Cuenca de Almazán que han sido cartografiados sobre una base geológica esquemática (Fig. 6.29). La identificación de los lineamientos está condicionada en gran medida por el tipo de afloramiento de las rocas a las que afectan, siendo especialmente difícil determinarlos cuando existe una cubierta vegetal importante (bosques de coníferas en el sector norte y noroeste de la cuenca) o en zonas de depósitos cuaternarios (terrazas del río Duero).

La mayor densidad de lineamientos se sitúa en el sector central y oriental de la cuenca, concretamente en las proximidades de la Rama Aragonesa, y decrece hacia los márgenes septentrionales y meridionales. En las proximidades del Río Duero el número de lineamientos también es bajo, posiblemente debido a la presencia de terrazas cuaternarias que dificultan su observación. Del mismo modo sucede al norte de El Burgo de Osma, donde la presencia de un denso manto de vegetación impide la identificación de los lineamientos.

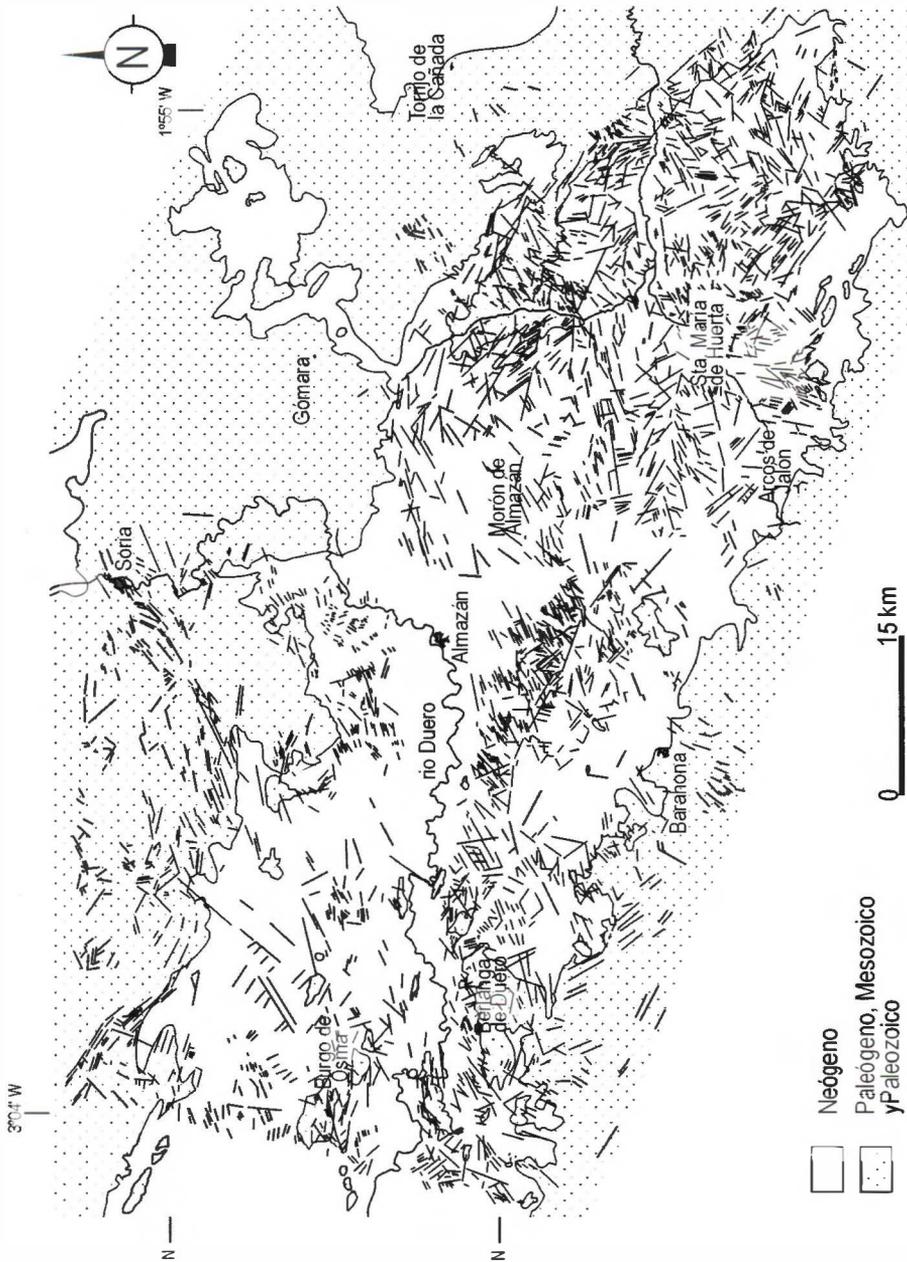


Figura 6.29. Mapa de lineamientos determinados a partir de la imagen satéelite.

La litología es uno de los factores que aparentemente controla la distribución de los lineamientos esta controlada, ya que se observa que su número es elevado en zonas con predominio de arcillas, como ocurre al noreste de Santa María de Huerta, y de areniscas, al sur y norte de la misma población. No obstante, la densidad de los lineamientos es pequeña en áreas con preponderancia de calizas, como se aprecia al sur de Almazán, o de areniscas, al norte de la misma localidad, o conglomerados, en el entorno de Morón de Almazán. Por otro lado, si consideramos la edad de los depósitos, se observa un decrecimiento en el número de lineamientos en los materiales Pliocenos, mientras que la concentración es máxima en los sedimentos del Mioceno inferior-medio.

El análisis cuantitativo de los lineamientos ha permitido determinar las direcciones preferentes que afectan a los materiales neógenos a escala regional. La longitud de los lineamientos identificados oscila entre 95 y 7098 metros. Se observa una moda en torno a 600 metros y una distribución logarítmico-normal en la frecuencia de longitudes (Fig. 6.30a). La dirección de la totalidad de los datos fue analizada considerando (1) el número de lineamientos en cada dirección y (2) la longitud de la traza de cada lineamiento. El resultado de los análisis estadísticos realizados considerando uno u otro método no mostraban diferencias significativas en la distribución de las orientaciones (Fig. 6.30b): se observa un máximo absoluto en dirección ENE-OSO (N065-070E) y máximos relativos destacados en N100-105E, N125-130E, N010-015E, N020-025E, N155-160E y N165-170E. Esta amplia diversidad en las direcciones de los lineamientos ha sido simplificada utilizando el método estadístico propuesto por Wise y McCrory (1982). Las curvas de frecuencia suavizadas muestran un máximo absoluto alrededor de N066E y dos máximos relativos en N100E y N132E (Fig. 6.30c). Las otras direcciones subsidiarias no están bien definidas en este tipo de representación gráfica.

La relación entre la orientación y la longitud de los lineamientos (Fig. 6.30d) muestra que la mayor densidad corresponde a los de orientación ENE-OSO y longitudes comprendidas entre 400 y 1000 metros. Los lineamientos de dirección ENE son dominantes en el intervalo de longitudes comprendido entre 0 y 3000 metros. Los lineamientos mayores a 3000 metros muestran varias direcciones preferentes (Fig. 6.30d). Es importante destacar el hecho, extraído de las observaciones que se obtienen del análisis del gráfico que relaciona la longitud y la orientación de los lineamientos, que las alineaciones que presentan dirección ESE a SE disminuyen de importancia a medida que también disminuye la longitud.

2.3.3. VARIACIÓN ESPACIAL Y DENSIDAD DE LINEAMIENTOS

El análisis sectorial a partir de la división del área estudiada en celdillas cuadradas, tal como se ha indicado anteriormente, muestra que los lineamientos presentan una dirección ENE dominante en la parte central de la Cuenca de Almazán, aunque se aprecia la existencia de otros máximos relativos, más o menos representados, en la casi totalidad de las celdillas. La más relevante de las variaciones observadas respecto a la tendencia general se observa en las proximidades de la Rama Aragonesa, donde dominan los lineamientos con una orientación NO-SE, y a su vez se aprecia la existencia de un máximo relativo de dirección NE-SO. Por el contrario, el borde sur de la cuenca no muestra grandes variaciones con respecto a la zona central (Fig. 6.31). Es destacable también cómo en las proximidades del borde norte la orientación dominante de los lineamientos presenta dos máximos de dirección N055E y N085E, cuya bisectriz corresponde al máximo principal de la zona central.

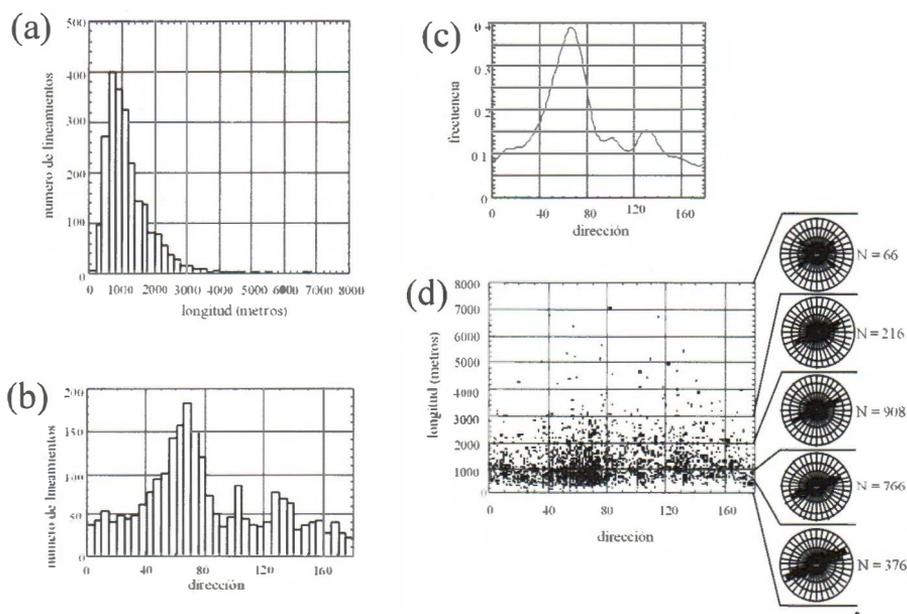


Figura 6.30. (a) Histograma mostrando la distribución de longitudes de los lineamientos cartografiados. (b) Histograma indicando la frecuencia relativa de la orientación de los lineamientos. (c) Curva de frecuencia suavizada de la orientación de los lineamientos. (d) Relación entre la orientación de los lineamientos y su longitud. Los diagramas en rosa de la derecha indican la orientación de los lineamientos en función de los intervalos de longitud indicados (el círculo externo representa el 20%).

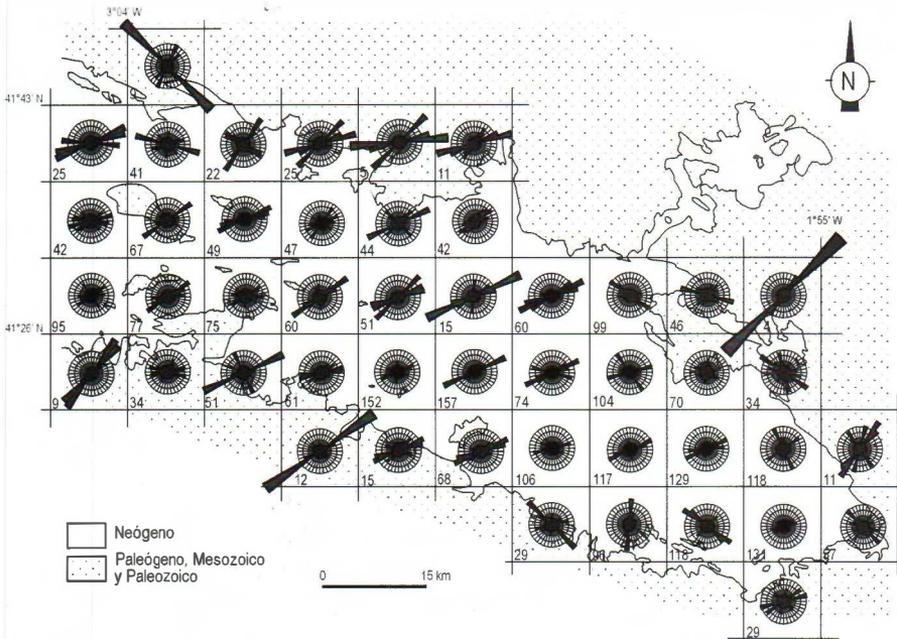


Figura 6.31. Diagramas en rosa mostrando la orientación de los lineamientos dentro de cada celdilla cuadrada de 300×300 unidades arbitrarias (su equivalencia en unidades métricas es de $8,97 \times 8,97$ kilómetros). El círculo externo representa el 20% de los lineamientos en cada celda. El número de lineamientos existente en cada celda se indica en su borde inferior izquierdo.

La densidad de lineamientos se ha representado usando la longitud acumulada de los lineamientos por kilómetro cuadrado. Para establecer la red más adecuada se ha aplicado el método de triangulación de Delauney a los puntos medios de los lineamientos (Fig. 6.32), así obtenemos el valor medio de la distancia entre lineamientos próximos. Los valores de estas distancias medias para la totalidad de los datos presenta una distribución log-normal con una valor modal de 800 metros, $P_{90}=2232$ metros y $P_{95}=2996$ metros (Fig. 6.33). Se ha representado la distribución areal de las distancias medias entre los lineamientos (Fig. 6.34) obteniéndose como resultado que la mayor parte de la zona estudiada queda comprendida dentro del área donde la separación entre lineamientos es inferior a los dos kilómetros, que corresponde al valor de P_{90} , por lo que la red que nos permitirá obtener los mejores resultados es la tamaño de celda de 2×2 kilómetros (75×75 pixels aproximadamente). Para comparar con este valor teórico del tamaño de celda óptimo, se han usado valores mayores para determinar la mejor representación visual de la densidad de lineamientos.

Para ello se han construido también mapas de densidad para tamaños de celda de 4,5 x 4,5 kilómetros (150 x 150 pixels) y 9 x 9 kilómetros (300 x 300 pixels).

En el mapa de densidades realizado con un tamaño de celda de 2 x 2 kilómetros se observa cómo los contornos de densidad presentan una morfología elongada en dirección ESE y otra de dirección NO (Fig. 6.35A). Estas direcciones preferentes coinciden con las principales estructuras monoclinales que afectan a los materiales paleógenos localizados debajo de los depósitos neógenos de la cuenca. Los valores más elevados de densidad de lineamientos se localizan a lo largo del depoeje de la cuenca de dirección ESE: i) en el sector occidental, al sur de Burgo de Osma, ii) en la zona central, al sur de Almazán, coincidiendo aproximadamente con el flanco horizontal levantado del principal monoclinal localizado al sur de Almazán, y iii) en el área oriental, en las proximidades de la Rama Aragonesa. Del mismo modo, se observa la existencia de un máximo de densidad relativo de dirección N-S entre las localidades de Burgo de Osma y Almazán, y otro al norte de esta última población. Se puede apreciar la existencia de una suave disminución de los valores de densidad de lineamientos del E hacia el O.

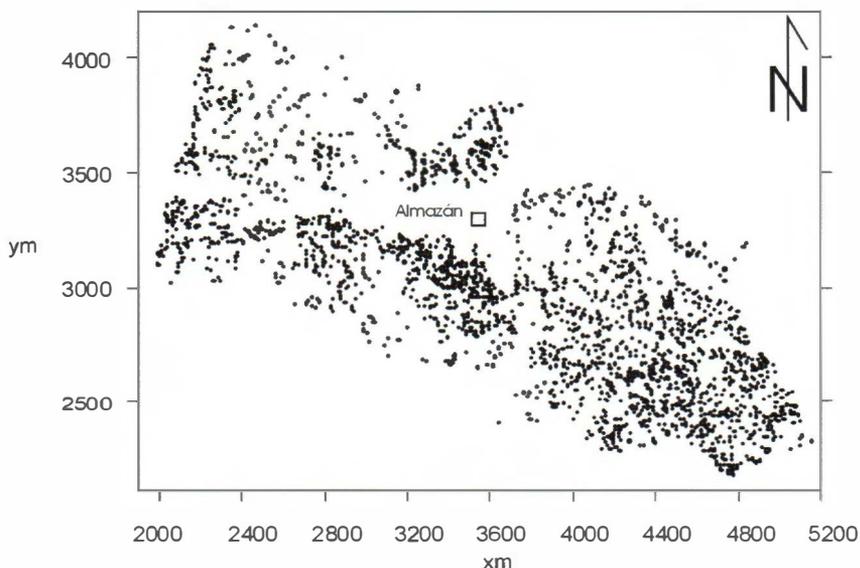


Figura 6.32 Mapa de distribución de los puntos medios de los lineamientos obtenidos del estudio de la imagen satélite de la Cuenca de Almazán. Estos datos se han utilizado para calcular el valor medio de la distancia entre lineamientos (explicación en el texto).

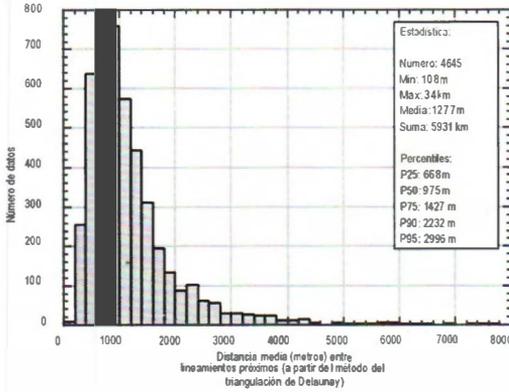


Figura 6.33. Histograma y datos estadísticos de los valores de la distancia media entre lineamientos obtenidos a partir del método de triangulación de Delauney.

En el mapa de densidades realizado con un tamaño de celda de 4,5 x 4,5 kilómetros se conservan las directrices observadas en el anterior con la ventaja que, aún manteniendo el valor del intervalo de la isolíneas en esta representación, el número de ellas es mucho menor y se aprecia de un modo más claro las tendencias generales (Fig. 6.35B). Por el contrario, la utilización de tamaños de celdas superiores, por ejemplo de 9 x 9 kilómetros, no permite definir la localización de algunos máximos definidos en los gráficos anteriores. Se sigue observando la tendencia general ESE con máximos localizados en las pro-

lización de algunos máximos definidos en los gráficos anteriores. Se sigue observando la tendencia general ESE con máximos localizados en las pro-

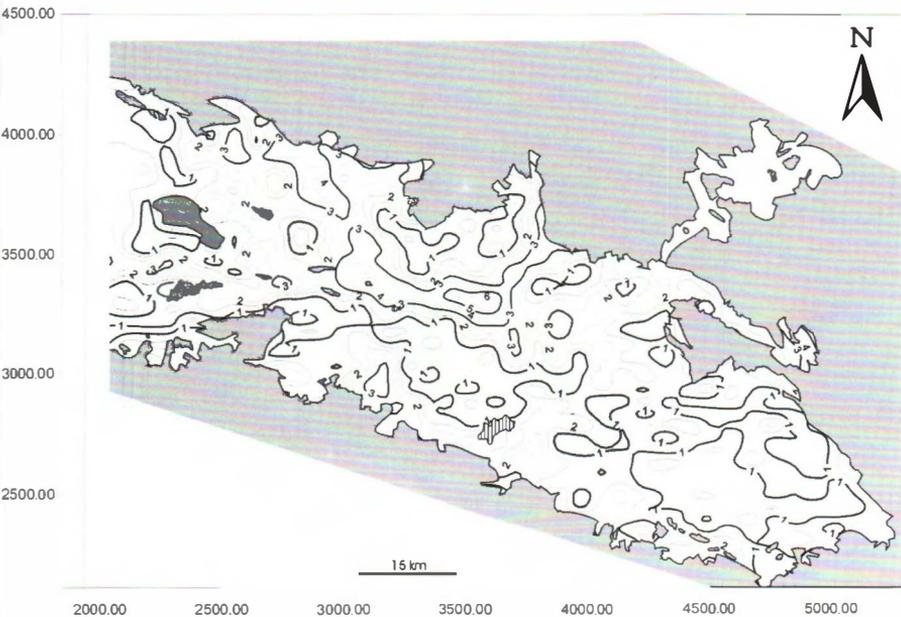


Figura 6.34. Mapa de contornos de distancias medias entre lineamientos de los depósitos neógenos de la Cuenca de Almazán, obtenidos a partir de la aplicación del método de triangulación de Delauney.

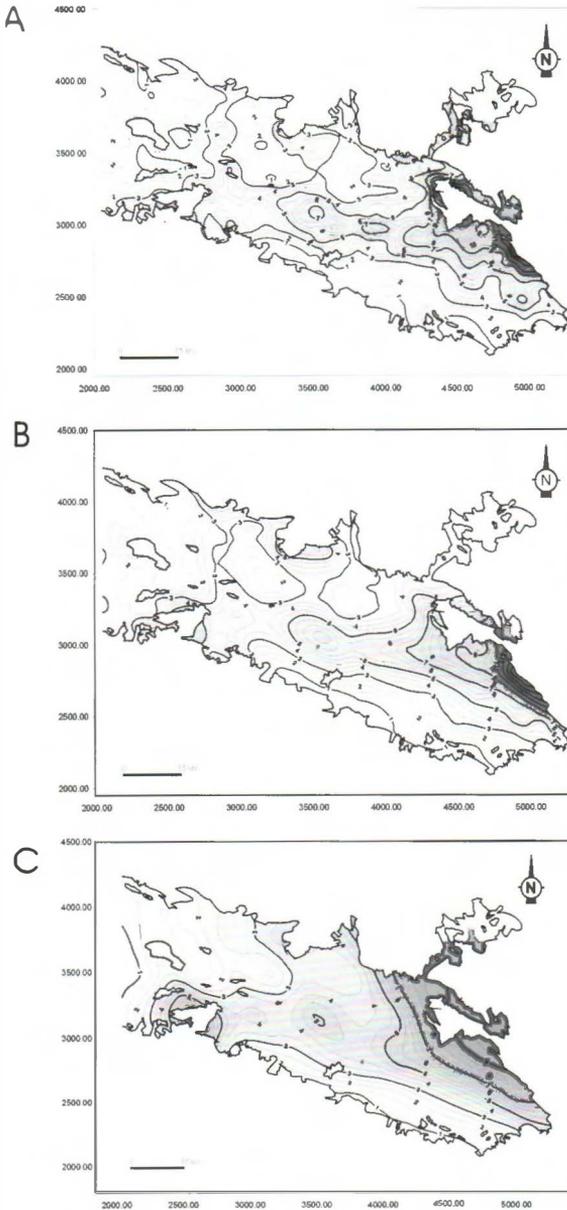


Figura 6.35. Mapas de densidad de lineamientos en km/km^2 usando celdillas de distintas dimensiones: A) 2x2 kilómetros (75x75 pixels); B) 4,5x4,5 kilómetros (150x150 pixels) y C) 9x9 kilómetros (300x300 pixels).

ximidades de la Rama Aragonesa, Almazán y Berlanga de Duero, sin embargo quedan enmascarados los máximos de dirección NO que se observaban en el borde oriental de la cuenca, así como el de dirección N-S al este de El Burgo de Osma (Fig. 6.35C).

A partir de las observaciones realizadas de los gráficos anteriores se puede determinar que la calidad del mapa de densidades obtenido con la utilización de la retícula con tamaño de celda de 4,5 x 4,5 kilómetros es también óptima. Por ello, se han realizado mapas de densidades de lineamientos en función de su orientación utilizando para su elaboración este tamaño de celda. La líneas obtenidas del análisis de la imagen satélite se disponen en seis familias de orientaciones claramente diferenciadas (ver Fig. 6.34b): N, NNO, NNE, NO, NE a E y ESE. Los caracteres más destacables son:

- 1) Los lineamientos de orientación NE a E

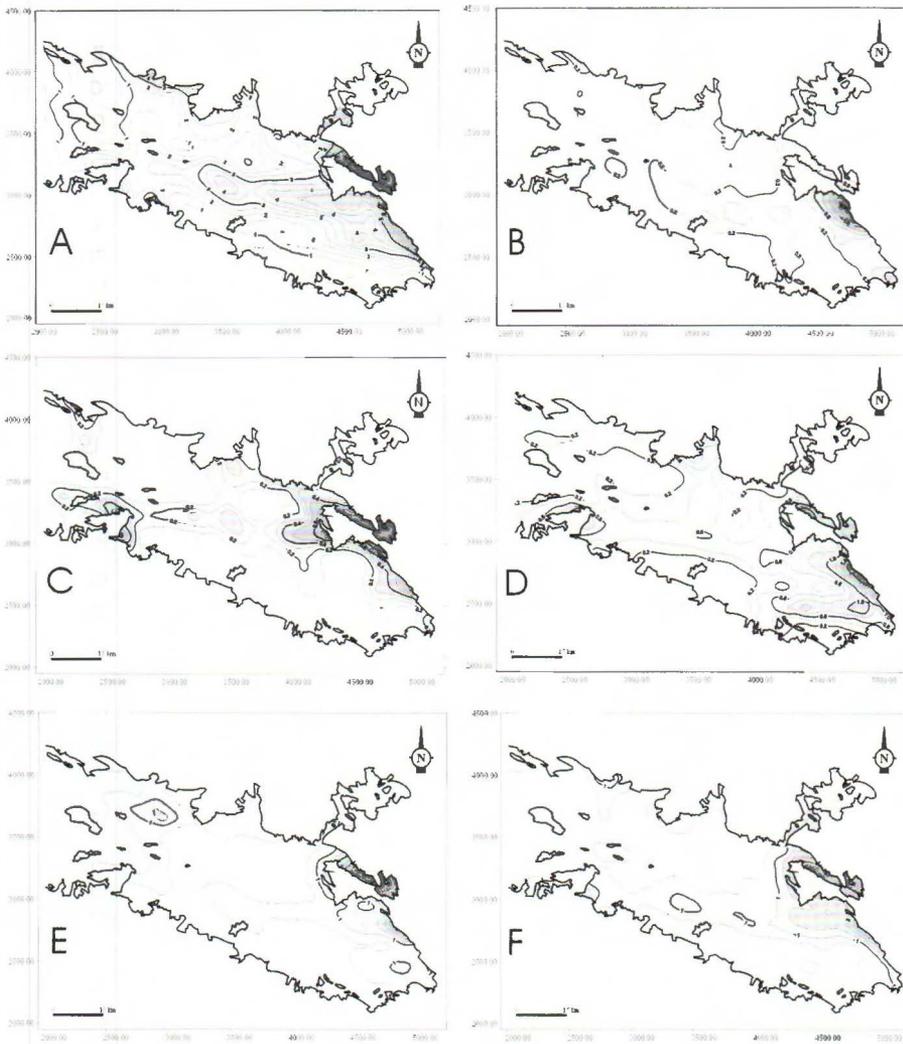


Figura 6.36. Mapas de densidad de lineamientos en km/km^2 usando celdillas de $4,5 \times 4,5$ kilómetros (150×150 pixels) para las familias de orientación obtenidas del análisis de lineamientos: A) Familia NE a E; B) Familia N; C) Familia NNO; D) Familia NNE; E) Familia NO; y F) Familia ESE

se encuentran presentes en toda la cuenca, localizándose fundamentalmente en el contacto con la Rama Aragonesa y desde este borde oriental hasta el sur de la localidad de Almazán dibujando una superficie elongada de dirección E a ESE (Fig. 6.36A). La presencia de esta superficie es independiente de la dirección de los lineamientos analizados y se observa en todos los mapas de densidades realizados.

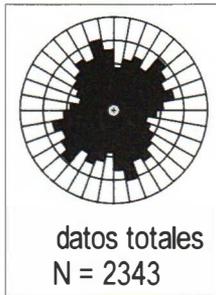


Figura 6.37. Diagramas en rosa mostrando la frecuencia de orientaciones, a escala de afloramiento, del total de datos de fracturas (diaclasas y fallas) en materiales neógenos (el círculo exterior representa el 20%).

2) Los lineamientos de dirección N se sitúan fundamentalmente en el sector oriental, y en máximos localizados del borde norte de la cuenca, y en las proximidades de Berlanga de Duero (Fig. 6.36B).

3) Los lineamientos de dirección NNO presenta un distribución muy semejante a la que mostraba los de dirección N, pero es más patente la directriz de dirección ESE que se extiende desde la Rama Aragonesa hasta Berlanga de Duero, NO al sur de Gómar y N-S al norte de Burgo de Osma (Fig. 6.36C).

4) Los lineamientos de orientación NNE se concentran en el borde de la Rama Aragonesa y según tres directrices de direcciones subparalelas ESE, dos de ellas se extienden desde el borde oriental hasta Berlanga de Duero una y hasta Santa María de Huerta la otra, y la tercera se localiza en el borde norte de la cuenca, desde el sur de Soria hasta el norte de Burgo de Osma (Fig. 6.36D).

5) Los máximos de densidad más relevantes que presentan los lineamientos de dirección NO se localizan en el contacto con la Rama Aragonesa y al este de Burgo de Osma (Fig. 6.36E).

6) Los lineamientos de orientación ESE siguen un patrón en su distribución muy semejante al resto. Las máximas densidades se localizan en el sector oriental a lo largo de una directriz ESE que se extiende desde este borde de la cuenca hasta Berlanga de Duero. Existen también máximos puntuales dispersos que se localizan en el margen septentrional (Fig. 6.36F).

2.3.4. FRACTURACIÓN A ESCALA DE AFLORAMIENTO

En la Cuenca de Almazán, los lineamientos observados en la imagen satélite corresponden a barrancos de erosión lineal, a escarpes verticales o a escalones en los taludes a ambos lados de valles rellenos. De este modo, esta característica geomorfológica lineal que afecta a los depósitos horizontales neógenos que rellenan la cuenca podría corresponderse con escarpes de falla (en el sentido de Cotton, 1950), o a alineaciones de fallas o diaclasas de pequeña escala, que también pueden ser observadas en otras cuencas neógenas (Arlegui y Soriano, 1996).

En este estudio se ha pretendido también el establecimiento de la relación existente entre lineamientos y la fracturación (fallas y diaclasas) determinada a partir de estudios de campo en los depósitos neógenos. El análisis se llevó a cabo a pesar de que las medidas de orientación de fracturas a escala de afloramiento no presentan una distribución tan sistemática y homogénea como los lineamientos, debido fundamentalmente a las características del muestreo y a la localización de los afloramientos (limitados por la litología, cortes de carreteras, etc.). De todos modos, se ha realizado un importante esfuerzo en obtener una distribución lo más homogénea posible de las estaciones de medida en el área estudiada (Fig. 6.2).

Se han medido 2343 planos de fracturas en los depósitos neógenos de la Cuenca de Almazán en 55 estaciones (Fig. 6.2). La mayoría de ellos corresponden a diaclasas o fracturas sin indicadores de movimiento (2057), y el resto (286) a fallas (58 con movimiento dextrorso, 49 sinistrósum, 26 inversas y 153 normales). La mayoría de las diaclasas y fallas direccionales presentan planos verticales, mientras que las fallas normales e inversas muestran planos con buzamientos que oscilan entre 45° y 80°. De un modo general, las fracturas a escala de afloramiento muestran dos orientaciones preferentes NO-SE y NE-SO, aunque la distribución de sus direcciones no se agrupan como las de los lineamientos, y existe una gran variabilidad local de la orientación dominante en cada estación. El análisis global de los datos muestra varios máximos relativos según las direcciones N020-030E, N040-050E, N070-080E, N140-150E y N160-170E (Fig. 6.37).

La región estudiada puede ser dividida en tres sectores que muestran diferente patrón en las orientaciones de fracturación (Fig. 6.38). La zona occidental presenta una dirección dominante NE, con la presencia de otras fracturas con orientaciones menos relevantes dentro del total, según NNE, SE y NNO a N. En la zona central, el patrón de direcciones que se observa es muy similar al patrón general de la cuenca, seguramente debido a que la mayoría de los datos obtenidos proceden de este sector. Se observa una elevada frecuencia de la dirección NNO, aunque la mayoría de los datos se sitúan entre NNE y ENE. Muchas estaciones muestran una orientación dominante ENE. En el sector oriental, en las proximidades de la Rama Aragonesa, predomina claramente la orientación NO sobre el resto, pero cabe destacar la presencia de otras dos direcciones subsidiarias ENE y NE.

2.3.5. COMPARACIÓN ENTRE LINEAMIENTOS Y FRACTURACIÓN

Los depósitos neógenos de la Cuenca de Almazán presentan un patrón definido de lineamientos. La densidad y orientación de ellos no depende de la litología de las unidades sedimentarias en su distribución espacial dentro de la cuenca. Así, las isolíneas de densidad cortan los límites de las formaciones litológicas. Por otra parte, el muestreo de la fracturación a escala de afloramiento está severamente limitado por el tipo de roca, presentando una buena exposición en litologías cementadas como conglomerados, arenas y calizas, y una mala o nula manifestación en las unidades arcillosas. Sin embargo, la determinación de lineamientos a partir de imagen satélite es mucho más sencilla precisamente en este último tipo de litologías, probablemente debido a la mayor influencia de las fracturas de gran dimensión en los procesos erosivos.

No es fácil establecer una relación directa entre las fracturas y los lineamientos a partir de observaciones de campo y análisis fotogeológico, ya que la identificación de lineamientos en el campo requiere unas espe-

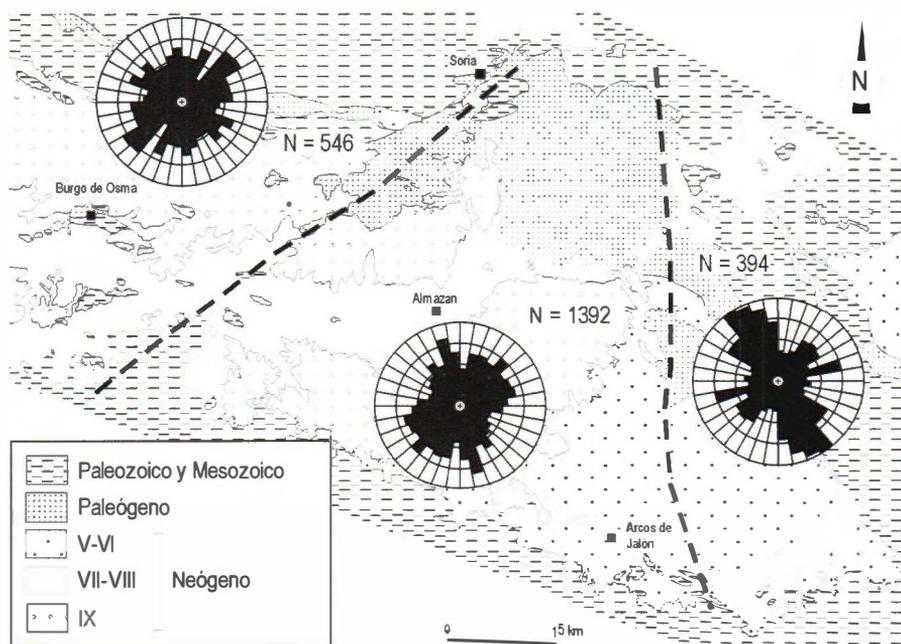


Figura 6.38. Diagramas en rosa mostrando la frecuencia total de las orientaciones de las fracturas medidas en materiales neógenos en cada uno de los tres sectores en que se ha dividido el área de estudio (el círculo exterior representa el 20%).

ciales condiciones de exposición de los afloramientos, y el estudio de la fotografía aérea de la Cuenca de Almazán a una escala intermedia (1:33.000) no ha permitido identificar las fracturas o los lineamientos, debido fundamentalmente a las pequeñas diferencias de relieve, a las grandes extensiones cultivadas y a la morfología.

A partir del estudio realizado se puede deducir que tanto la relación observada a escala de cuenca como en cada una de las celdas en que se ha dividido la zona de estudio, la orientación preferente que presentan los lineamientos corresponde únicamente con un máximo relativo de la frecuencia de orientación de las fracturas medidas a escala de afloramiento, con algunas diferencias. Esto puede apreciarse en la comparación de las curvas de frecuencia de los lineamientos y de las fracturas (ver apartado en el que se realiza una comparación tanto cuantitativa como cualitativa de la orientación de lineamientos y fracturas en cada celdilla). Estas diferencias estadísticas en la orientación probablemente sean debidas fundamentalmente al carácter discontinuo de la deformación frágil y al cambio de escala, y puede resumirse en los siguientes puntos:

1) La orientación de las fracturas a escala de afloramiento muestra un mayor "ruido" estadístico, mostrando todos los intervalos frecuencias que oscilan entre 0,01 a 0,1. Esto es especialmente evidente cuando se consideran los datos de toda la cuenca (Fig. 6.37). Del mismo modo, las orientaciones de las fracturas registradas a escala de afloramiento son menos homogéneas que las de los lineamientos para un mismo sector, siendo por tanto necesario la toma de un mayor número de datos para establecer los máximos de orientación de forma clara. Además, la dirección estadística de las fracturas a escala de afloramiento está fuertemente condicionada por la orientación de los taludes artificiales (vías lineales) y naturales, y por lo tanto, las estaciones de toma de datos de fracturación situadas en lugares cuya orientación es paralela a la dirección principal de los lineamientos, es decir NE a ENE, no mostrarán estas direcciones o, por lo menos, su número será mucho menor del que cabría esperar.

2) Existe una inhomogénea distribución de los lineamientos N-S en la cuenca, aunque la familia de fracturas N-S está bien representada en muchos afloramientos.

3) Las condiciones climáticas y de drenaje en la cuenca (por ejemplo la pendiente general de la cuenca hacia el oeste) controlan los procesos de erosión y el mayor desarrollo de los lineamientos en una determi-

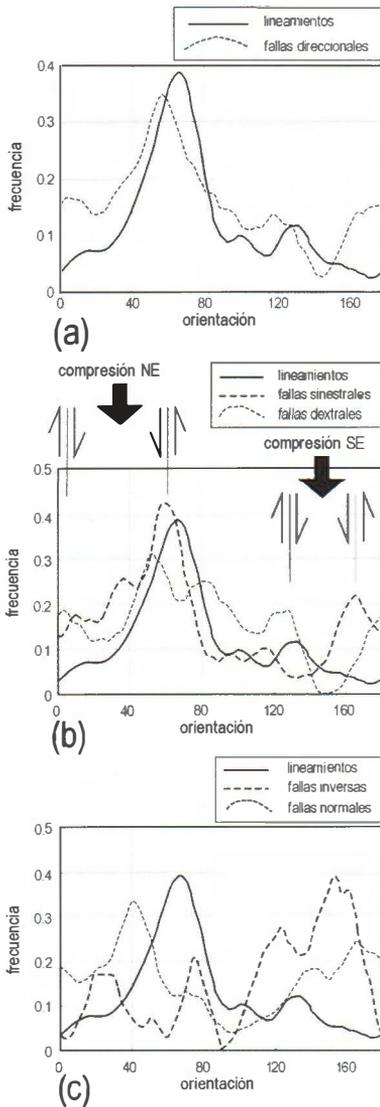


Figura 6.39. Curva de frecuencias suavizadas mostrando la orientación de diferentes tipos de fallas en función del sentido de movimiento a escala de afloramiento. (a) Relación entre lineamientos y fallas direccionales. (b) Relación entre fallas con movimiento sinistrósum y dextrósum y su compatibilidad con el campo de esfuerzos compresional NE y SO. (c) Relación entre lineamientos y fallas normales e inversas.

nadas direcciones de fracturación, e inhibiendo los procesos de erosión en otras.

Las diferencias observadas entre la orientación de los lineamientos y las fracturas es mucho menor cuando se tienen en consideración únicamente las fallas de desgarre (Fig. 6.39), ya que la relación entre las fracturas y las fallas normales e inversas no es clara. Esto apoyaría la hipótesis de que la mayoría de los lineamientos encontrados podrían corresponder a fallas direccionales con un desplazamiento inapreciable o muy pequeño.

Para una correcta comparación entre la orientación de los lineamientos y de las fracturas, en este apartado se presentan las curvas de frecuencia de las orientaciones de ambos tipos de estructuras en cada celda. Dentro de la denominación de fracturas quedan incluidas diaclasas y fallas de desgarre, normales e inversas. Los datos de fracturación a escala de afloramientos están agrupados de acuerdo a su localización (Fig. 6.40). Sólo las celdas con un mínimo de diez datos de cada tipo (lineamientos y fracturas) han sido analizadas.

Las curvas de frecuencia permiten comparar visualmente ambos tipos de datos y así poder realizar una estimación de la correlación entre las direcciones preferentes en las dos curvas de cada celda (Fig. 6.41). No es fácil establecer un análisis cuantitativo de los datos direccionales cuando existen

varias orientaciones preferentes, y ellas no ajustan a una distribución del tipo von Mises (ver por ejemplo Gaile y Burt, 1980; Davis, 1986). El test comúnmente usado en estadística confía más en la forma de curva de frecuencias que en la coincidencia en la orientación de los máximos. En este estudio se ha escogido un test no paramétrico, el test de Kolmogorov-Smirnov, considerando que la hipótesis nula es aquella en que la orientación de las fracturas a escala de afloramiento en cada celda es la misma que la dirección de los lineamientos (aquella que muestra un pauta más regular).

Los resultados (Fig. 6.42) muestran que, a pesar de que el test de Kolmogorov-Smirnov da una idea de la similaridad entre el par de curvas de frecuencia comparadas, el resultado no es satisfactorio cuando se comparan curvas con diferente forma pero que muestran coincidencia en las direcciones preferentes (celdas 18, 20 y 27). En estas celdas, el resultado de la aplicación del test de Kolmogorov-Smirnov indica que la hipótesis nula es rechazada, mientras la comparación visual indica una perfecta correlación en las orientaciones de los máximos de los dos conjuntos de datos. En otros

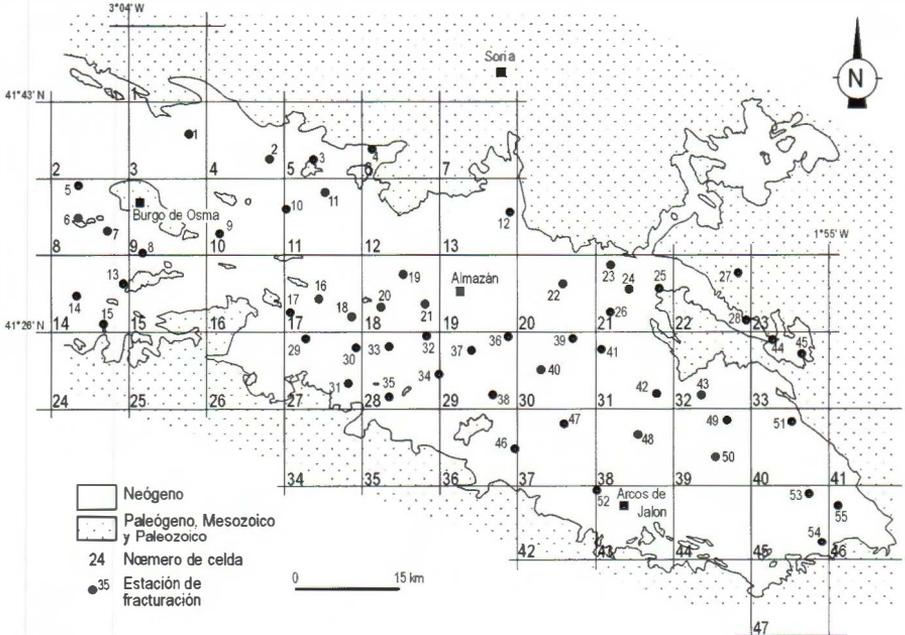


Figura 6.40. Localización de las estaciones de fracturas dentro de las celdillas utilizadas en el análisis sectorial de los lineamientos. El número de la celdilla hace referencia a los utilizados en las Figuras 6.40 y 6.41.

Análisis de la fracturación

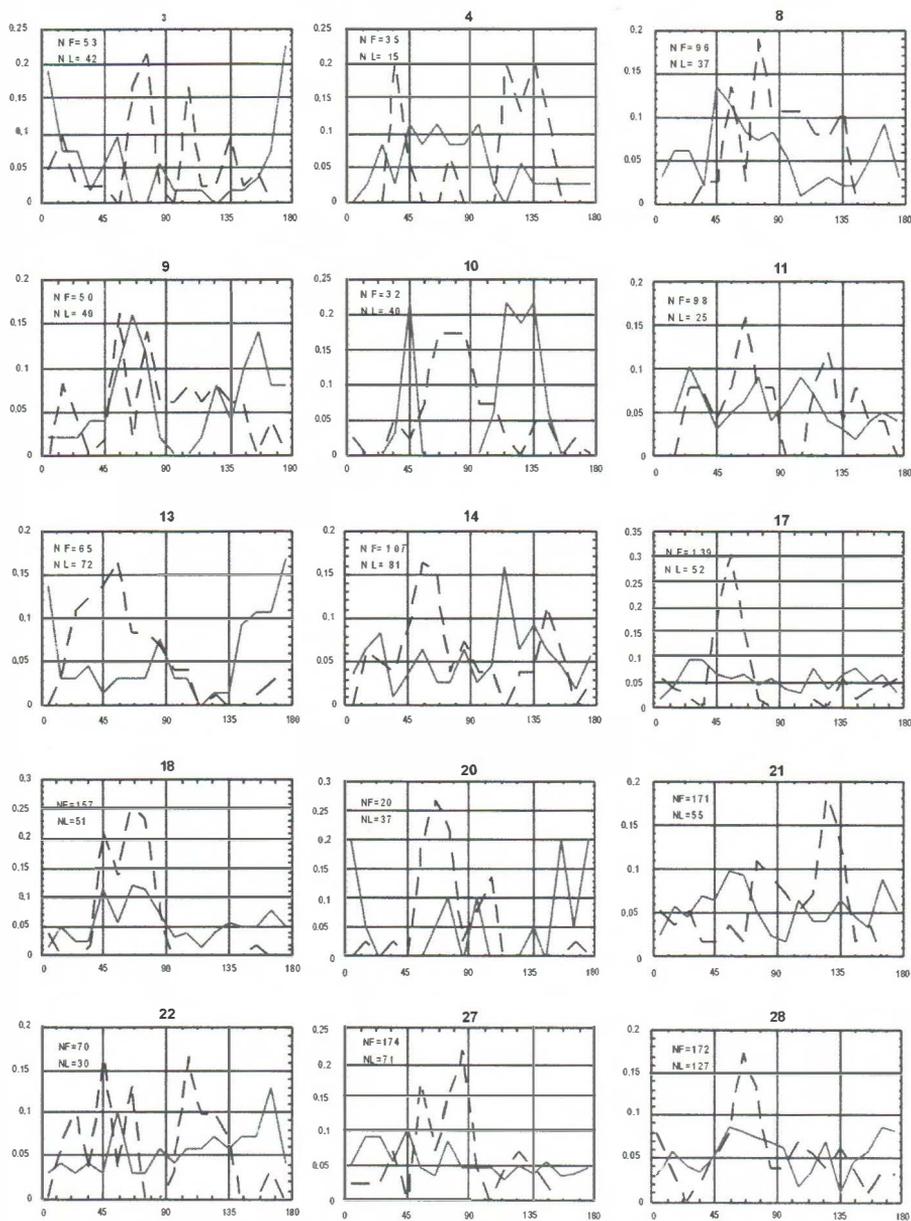
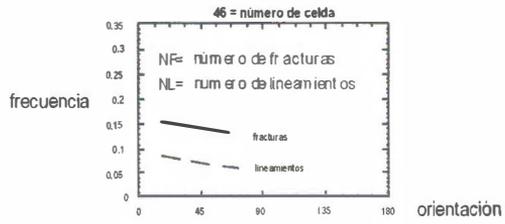
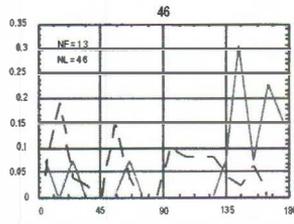
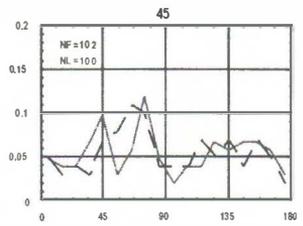
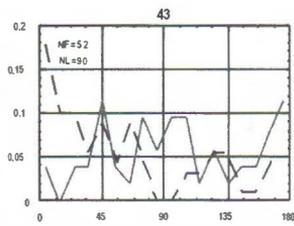
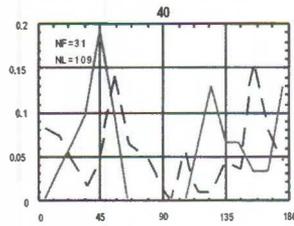
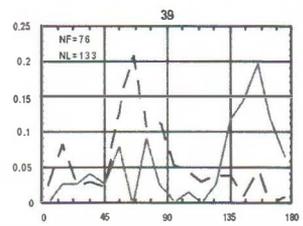
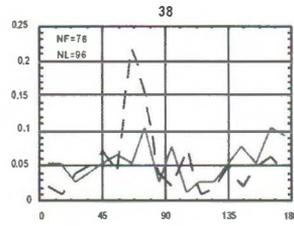
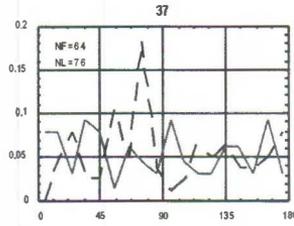
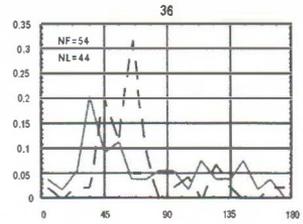
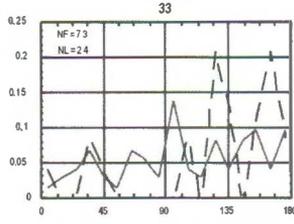
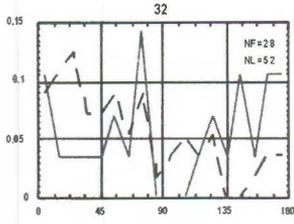
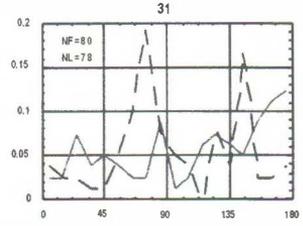
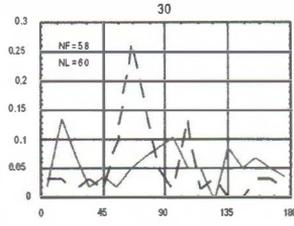
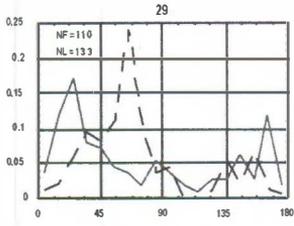


Figura 6.41. Curvas de frecuencia de los lineamientos y fracturas a escala de afloramiento para cada celdilla (únicamente se ha realizado los gráficos de las celdas con un mínimo de 10 datos por cada elemento representado).



casos, el resultado obtenido del test de Kolmogorov-Smirnov está de acuerdo con la comparación visual, calificando los resultados de la correlación como buenos (celdas 9, 11, 22, 33, 36, 37, 38, 40 y 45) y malos (celdas 8, 10 y 13). Por último, algunos casos son ambiguos ya que sólo coinciden entre si una o dos direcciones preferentes en ambas curvas (celdas 29, 30, 31, 32, 39 y 46). En general se ha observado que el test de Kolmogorov-Smirnov es demasiado restrictivo, y se ha considerado que podría ser usado un valor crítico superior a 95 (nivel de significancia <5%) (ver Fig. 6.42).

2.3.6. EL ORIGEN DE LA FRACTURACIÓN NEÓGENA EN LA CUENCA DE ALMAZÁN

Un problema que se presenta al considerar los lineamientos como fallas o fracturas es la relación que existe en las fallas entre longitud y desplazamiento (ver por ejemplo Cowie y Scholz, 1992): se han localizado en materiales neógenos lineamientos con longitud superior a los 7 kilómetros donde no existen fallas cartografiadas. Las fallas observadas a escala de afloramiento muestran un desplazamiento máximo de un metro (Cortés y Maestro, 1997), y muchas de las fracturas medidas corresponden a diaclasas sin indicadores de movimiento. La respuesta al problema de la ausencia de correlación entre la longitud de las fallas con su desplazamiento puede ser explicado de dos modos:

1) Los lineamientos cartografiados son en realidad varias fracturas, más o menos alineadas, de pequeña longitud que no pueden ser distinguidas a la escala de la imagen satélite.

2) La reactivación de fallas preexistentes en los materiales mesozoicos y paleozoicos situados por debajo de los depósitos terciarios de la Cuenca de Almazán, bajo la actuación del campo de esfuerzos reciente, influye en el desarrollo de fracturas en los sedimentos neógenos.

Las direcciones de las principales fallas tardihercínicas, reactivadas como normales durante el mesozoico y como direccionales durante la compresión paleógena, son NE-SO en el sector occidental de la cuenca y NO-SE cerca de la Rama Aragonesa. Estas fracturas heredadas pueden reactivarse con pequeños desplazamientos bajo la acción del campo de esfuerzo neógeno, sin que se generen macroestructuras (Martín Escorza, 1982). Esto puede explicar la variación de orientación de los lineamientos de gran longitud (asociados a la reactivación de fracturas) con respecto a los de corta longitud (asociados posiblemente a fracturas neoformadas, ver Fig. 6.30).

Número de celda	valores K-S	valores críticos (alta=90)	valores críticos (alta=95)	valores críticos (alta=97,5)	valores críticos (alta=99)	valores críticos (alta=99,5)
3	0,302	0,221	0,252	0,280	0,314	0,336
4	0,438	0,330	0,376	0,419	0,469	0,503
5	0,600	0,394	0,450	0,501	0,560	0,601
6	0,371	0,643	0,733	0,818	0,914	0,980
8	0,346	0,207	0,236	0,263	0,294	0,315
9	0,236	0,216	0,246	0,274	0,307	0,329
10	0,550	0,253	0,289	0,322	0,360	0,386
11	0,194	0,239	0,273	0,304	0,340	0,365
13	0,441	0,183	0,208	0,232	0,260	0,278
14	0,280	0,158	0,180	0,201	0,224	0,240
17	0,321	0,173	0,198	0,221	0,247	0,264
18	0,388	0,172	0,196	0,219	0,244	0,262
20	0,473	0,296	0,338	0,377	0,421	0,452
21	0,231	0,165	0,189	0,210	0,235	0,252
22	0,295	0,233	0,266	0,296	0,331	0,355
27	0,250	0,185	0,211	0,236	0,263	0,282
28	0,183	0,125	0,142	0,159	0,177	0,190
29	0,287	0,137	0,157	0,175	0,195	0,201
30	0,253	0,197	0,224	0,250	0,279	0,300
31	0,236	0,170	0,194	0,216	0,241	0,259
32	0,319	0,248	0,283	0,315	0,352	0,378
33	0,313	0,251	0,287	0,320	0,357	0,383
36	0,269	0,217	0,247	0,276	0,308	0,331
37	0,188	0,181	0,206	0,230	0,257	0,276
38	0,197	0,164	0,187	0,208	0,233	0,250
39	0,555	0,153	0,175	0,195	0,218	0,234
40	0,167	0,217	0,248	0,276	0,309	0,331
43	0,367	0,186	0,212	0,236	0,264	0,283
45	0,095	0,150	0,171	0,191	0,213	0,229
46	0,627	0,326	0,372	0,415	0,463	0,497

Figura 6.42. Aplicación del test de Kolmogorov-Smirnov para la comparación entre las curvas de frecuencia de las fracturas a escala de afloramiento y los lineamientos; los valores críticos para la máxima diferencia (K-S) se han determinado para diferentes conos de confianza ($\alpha = 90$ a $\alpha = 99,5$). El valor en negrita indica el valor crítico para el cual la hipótesis nula no puede ser rechazada.

El origen de algunas fracturas neógenas como resultado de la reactivación de fallas preexistentes está basado en la variación de sus orientaciones en diferentes sectores dentro de la Cuenca de Almazán. En las proximidades de la Rama Aragonesa dominan las fracturas y lineamientos de dirección NO-SE, mientras que en el sector occidental, donde se han localizado varias fallas tardihercínicas de dirección NE-SO (De Vicente, 1988; Clemente y Pérez Arlucea, 1993; Casas Sainz y Maestro González, 1996; Bond, 1996), las orientaciones dominantes son NE-SO a ENE-OSO. Las fracturas de dirección NE-SO son también observadas en la parte oriental de la Cuenca del Duero (Mediavilla et al., 1996), controlando el depósito de las unidades tectosedimentarias neógenas, y en el Sistema Central (Vegas et al., 1990). En estos casos la orientación preferente de las fracturas y lineamientos es N010E a N030E. A pesar de estas ligeras variaciones en el pre-

dominio de una directrices de fracturación en unas zonas u otras de la cuenca de Almazán, es evidente que la orientación NE-SO observada a partir del análisis de lineamientos es una constante en toda ella (ver Fig. 6.36E). Este máximo, como ya se ha comentado, se correlaciona perfectamente con el máximo absoluto de las orientaciones cartografiadas en las rocas paleozoicas del sector occidental de la Península Ibérica (Fig. 6.43), y especialmente con las estructuras localizadas en las rocas ígneas (granitos y gneises). Estas observaciones permiten deducir que uno de los principales mecanismos de la deformación en los depósitos neógenos fue la reactivación de accidentes preexistentes, localizados en el basamento de la cuenca. Sin embargo, es difícil establecer una relación clara entre estas fallas del basamento y las fracturas/lineamientos observadas en la superficie. Modelos analógicos (Sanford, 1959; Horsfield, 1977; Whithjack, *et al.*, 1990; Mandl, 1993) muestran que las estructuras situadas en la cobertera no necesariamente han de localizarse sobre las fallas del basamento, ya que durante la reactivación de estas estructuras la deformación se transmite hacia la superficie en abanico abierto, dando lugar a una distribución más amplia de las fracturas en la horizontal. Fracturas con dirección NO-SE y NE-SO, resultantes, probablemente, de la evolución tardihercínica a escala continental (Arthaud y Matte, 1975) se observan también en Europa occidental (Dikker, 1977; Illies, 1977; Johnson y Frost, 1977; Ramberg *et al.*, 1977; Buchroichter, 1984). Estas direcciones coinciden con los máximos de las orientaciones de los lineamientos observados en la actualidad, no solo en las rocas paleozoicas, sino también en los depósitos que los recubren, en algunos casos con potencias de varios miles de metros (Dikker, 1977; Buchroichter, 1984). Esto significa que en las zonas intracontinentales, alejadas de las cadenas orogénicas, las líneas de fracturas tardihercínicas pueden controlar la deformación de los depósitos recientes.

En algunos casos, aparentemente, la reactivación de las fallas tardihercínicas no tiene una relación directa con la orientación del campo de esfuerzos actuante, ya que se mantienen constantes las orientaciones de los lineamientos en amplias áreas a pesar de que la orientación de los esfuerzos varía (Muñoz Martín, 1997; Giner, 1996). En la Cuenca de Almazán las orientaciones de los esfuerzos obtenidas del análisis mesoestructural es el adecuado para la reactivación de estas estructuras. Este se caracteriza por un eje compresivo de dirección NE-SO bajo un régimen de desgarre (Casas Sainz y Maestro González, 1996) y un eje extensivo ENE a ESE en régimen extensional (Cortés y Maestro, 1997).

Este planteamiento conlleva una segunda hipótesis sobre la génesis de los lineamientos de dirección ENE-OSO, que podrían también corres-

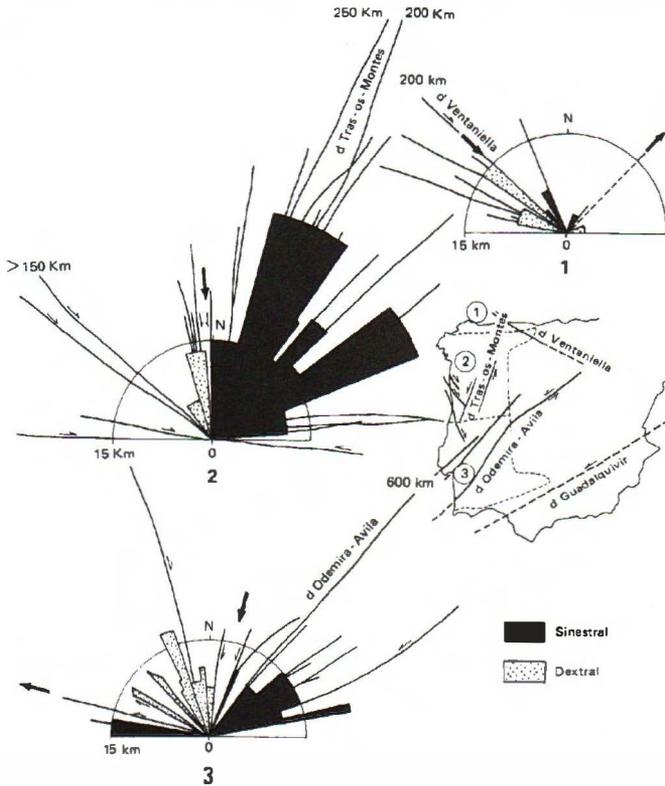


Figura 6.43. Direcciones de la fracturación tardihercínica donde se indica los desgarres con sentido de movimiento dextrorso y sinistrórsum. Según Arthaud y Matte (1975).

ponder a estructuras neoformadas, probablemente controladas por el campo de esfuerzos reciente. La dirección ENE-OSO que presentan la mayor parte de los lineamientos analizados puede asociarse a diaclasas de cizalla y fallas con sentido de movimiento sinistrórsum cuya génesis puede estar asociada al campo de esfuerzos compresivo neógeno de dirección NE-SO. Esta hipótesis se corrobora con la información que aporta el análisis de fallas con movimiento sinistrórsum a escala de afloramiento que presentan mayoritariamente una orientación ENE (Fig. 6.39a). Las fracturas conjugadas a éstas - fallas y diaclasas de cizalla de orientación NNO-SSE a N-S y sentido de movimiento dextrorso - presentan mucho menor desarrollo tanto a escala de imagen de satélite como de afloramiento. Vegas et al. (1990) interpretan esta situación, a partir únicamente de fallas con movimiento sinistrórsum de orientación NE-SO, como el resultado de la reactivación

vacación durante el Mioceno inferior-medio de fallas de edad Cretácico inferior. Esto dio como resultado que se produjera una cizalla dextrorsa de dirección ENE en la zona central de la Península Ibérica y una rotación en sentido horario de los bloques limitados por las fallas de orientación NE-SO. El diferente desarrollo de las dos direcciones de fracturación que definen el sistema conjugado es común en regímenes de desgarre (Freund, 1974) (Fig. 6.44).

Las fallas con sentido de movimiento sinistrósum de orientación N-S y las de sentido dextrorso ENE-OSO (Fig. 6.39b) no pueden ser explicadas por una compresión de dirección ENE, y solo se pueden relacionar con la orientación de compresión NO-SE, posterior y/o contemporánea temporalmente a la dirección NE-SO. Por último, las direcciones de las fallas normales presentan dos máximos de orientación NO-SE y NE-SO, que podrían constituir un sistema conjugado asociado a un eje de extensión paralelo a la bisectriz del ángulo obtuso entre estas dos direcciones preferentes (ver Fig. 6.39c).

Para concluir, parece complicado asignar a las fracturas/lineamientos observadas en los materiales neógenos de la cuenca de Almazán un único origen, ya que puede darse una situación intermedia en que parte de las fracturas sean debidas por las reactivación de estructuras preexistentes localizadas en el basamento, pero otras pueden asociarse a fracturas neoformadas ligadas al campo de esfuerzos reciente.

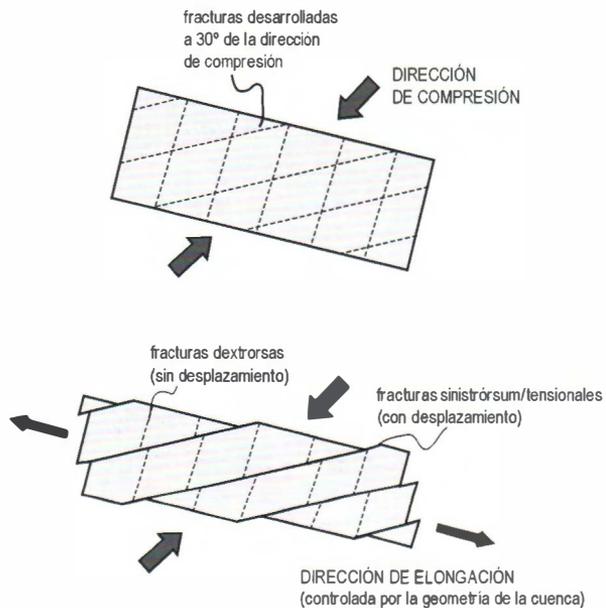


Figura 6.44. Modelo de reactivación de fracturas previas bajo compresión lateral condicionada por la geometría del bloque afectado.

CONCLUSIONES

7

1) La estructura de la cuenca de Almazán presenta una geometría sinclinal de charnela plana cuyo depoeje presenta una orientación NO-SE en su margen oriental a E-O en la zona central y occidental. En su depocentro se alcanza una potencia de materiales terciarios conservados superior a los 2500 metros, y se encuentra separado del de la Cuenca del Duero por una zona de umbral relativo que se extiende desde San Leonardo de Yagüe a Berlanga de Duero, donde el espesor de sedimentos terciarios no supera los 1000 metros. A partir de los datos de sísmica de reflexión, y de las observaciones realizadas en campo, se ha determinado la existencia de cuatro unidades tectosedimentarias paleógenas (A1 a A4), que comprenden desde el Paleoceno al Ageniense (Mioceno inferior). Los materiales neógenos (Ageniense-Plioceno) se disponen subhorizontales fosilizando las estructuras paleógenas y de los bordes de la cuenca. El periodo de máxima deformación se sitúa en el Oligoceno.

El margen septentrional de la Cuenca de Almazán se caracteriza por la existencia de un cabalgamiento vergente al sur de aproximadamente 90 kilómetros de longitud. La geometría de esta estructura, así como sus variaciones en la orientación a lo largo de su traza, está estrechamente relacionada con la existencia de estructuras extensionales, ligadas con la formación de la cuenca cretácica de Cameros, algunas de las cuales han rejugado durante la compresión alpina como inversas (fallas con orientación E-O a ONO-ESE) o direccionales (fallas de dirección NO-SE y NE-SO).

La estructura de la Rama Aragonesa es la de un antiforme de dirección NO-SE cuyo núcleo está constituido por materiales de edad Cambro-Ordovícica, y orlado por materiales mesozoicos. El Paleozoico se dispone en el borde septentrional de la rama constituyendo una serie monoclinial de dirección NO-SE, mientras que en el sector meridional se observa la existencia de flexiones de vergencia NE. La estructura de este sector puede explicarse como resultado de la reactivación de la estructura hercínica durante la compresión terciaria, de modo que el aumento de buzamiento de la serie paleozoica daría como resultado por un lado, a la formación de fallas inversas en la cobertera paralelas a superficies de estratificación dentro del zócalo, y por otro, a pliegues asimétricos vergentes al norte aso-

ciados a estas fallas inversas que se amortiguarían hacia la parte alta de la serie o a pliegues de la cobertera relacionados con mecanismos de *flexural flow* en los niveles paleozoicos.

En el borde meridional existe un claro predominio de estructuras de orientación E-O, aunque también se observan estructuras de orientaciones NE-SO y NO-SE, por lo general laxas, y asociadas en muchos casos a la reactivación de fallas normales triásicas que han controlado la sedimentación durante la mayor parte del mesozoico. Las dos estructuras más relevantes en este sector son el Monoclinal de Arcos y el Monoclinal de Almazán, ambos contemporáneos con la sedimentación terciaria. El análisis geométrico y cinemático de este último indica que en su desarrollo estuvieron involucrados tanto mecanismos de rotación de flanco como migración de *kink-band*. La formación de *kink-band* está asociada a la reactivación de fallas normales mesozoicas, que pasaron de buzarse al norte a hacerlo al sur durante la rotación del flanco del monoclinal.

La importante subsidencia que presenta esta cuenca puede ser debida a la flexura de la litosfera causada por el emplazamiento de una lamina del cabalgamiento de Cameros, de 60 kilómetros de anchura y 1-6 kilómetros de altura, y el levantamiento de la Rama Castellana. El desplazamiento hacia el norte (unos 25 kilómetros) del bloque de Cameros sobre la Cuenca del Ebro (junto con el acortamiento asociado al cabalgamiento hacia el sur y el plegamiento en el margen norte de la Cuenca de Almazán) implica también un transporte hacia el norte de la Cuenca de Almazán durante su desarrollo. El desplazamiento máximo tiene lugar durante el depósito de A2 y A3, en el Eoceno superior-Oligoceno superior, que concuerda con la localización de los depocentros de las unidades A1 y A2. El desplazamiento durante el depósito de la unidad A3 sería mucho más pequeño, pero suficiente para erosionar el margen de la cuenca con su discordancia sintectónica asociada (por encima de la topografía actual).

Las principales estructuras contemporáneas con el depósito de los materiales terciarios fueron los monoclinales de Almazán y Arcos en el borde sur de la cuenca, y el Monoclinal de Gómara en el borde norte.

2) A partir del **análisis de las mesoestructuras frágiles** en la Cuenca de Almazán (fallas, estilolitos y grietas de extensión) se han obtenido cuatro direcciones principales de compresión terciarias: NNE-SSO, NO-SE, NE-SO y E-O con valores de la relación R entre el campo de desgarre y la compresión uniaxial. El campo de esfuerzos primario principal presenta el

eje de máxima compresión σ_1 en dirección NNE-SSO. Este campo de esfuerzos es el responsable de la formación de la mayor parte de las macro- y mesoestructuras. Las grandes estructuras que se reactivaron durante el Terciario como direccionales-inversas (fundamentalmente la Falla de Soria, con dirección NE-SO y componente sinistrósum y la estructura definida por el basamento paleozoico en la Rama Aragonesa, que presenta una marcada anisotropía de dirección NO-SE, y en la que se ha observado un rejuego de estas discontinuidades con una componente dextrorso-inversa) produjeron desviaciones de la dirección de compresión primaria, que llega a adoptar orientaciones NO-SE y NE-SO. No obstante, existen tensores que indican direcciones de compresión NO-SE y NE-SO que no pueden ser explicados por estas desviaciones, y que por tanto se consideran originados por otros dos campos primarios: la compresión "Guadarrama" (NO-SE) y la compresión "Ibérica" (NE-SO a ENE-OSO). Estas dos direcciones de compresión primarias han sido descritas por otros autores en distintos ámbitos de la Cordillera Ibérica. La edad de la deformación compresiva alpina en la Cuenca de Almazán abarca desde el Paleoceno hasta el Mioceno inferior, con un máximo en torno al Oligoceno superior. Las relaciones cronológicas relativas entre mesoestructuras indican una simultaneidad de los campos de esfuerzo a lo largo de buena parte del Terciario. La coexistencia de campos de esfuerzo con direcciones de compresión perpendiculares queda atestiguada por datos puntuales, que indican estadios de compresión radial en el centro de la cuenca.

El campo de esfuerzos del Mioceno superior-Plioceno tiene un carácter distensivo, observándose un dominio de las direcciones de extensión ESE a SE (NNE a NE para el esfuerzo horizontal máximo σ_y) sobre las direcciones NE-SO (σ_y NO-SE). También se han determinado estados de esfuerzos compresivos con direcciones de σ_1 cercanas a NE-SO y NO-SE.

3) El análisis de las direcciones de fracturación que afecta a los materiales paleógenos plegados muestra que ésta se sitúa preferentemente paralela y perpendicular a los ejes de los pliegues: N a NE y otra SE. Las fracturas son en general anteriores a los pliegues y, dentro de ellas, la familia NE es anterior a la SE. Existen también familias conjugadas cuyo diedro agudo coincide con la dirección del eje de compresión local. Los pliegues y las fracturas N a NE se formaron en el curso del periodo orogénico principal, bajo un campo compresivo cuya dirección pudo variar entre NNE (dirección del campo externo o primario) y NE (atribuible a una desviación de esfuerzos a gran escala causada por los grandes accidentes NO-SE de la Cordillera Ibérica). En estadios tempranos, bajo un campo compresivo

con σ_1 horizontal N030E y σ_2 vertical, se formó un sistema de fracturas de cizalla conjugadas, de direcciones medias N015E (con sentido dextrorso) y N040E (con sentido de movimiento sinistrórsum), a las que acompañan fracturas tensionales NNE. Posteriormente se desarrollaron los pliegues, con una orientación algo oblicua a la compresión primaria, condicionados probablemente por la reactivación de las fallas o discontinuidades del zócalo NO-SE. El sistema de fracturas NO-SE se habría formado esencialmente como respuesta a otro campo compresivo primario (la "compresión Guadarrama", de dirección NO-SE), con un desarrollo de estructuras de cizalla y tensionales semejante al descrito en el sistema anterior. En el caso de las fracturas de carácter tensional, algunas de ellas podrían estar asociadas a intercambios de los ejes de esfuerzos dentro del propio campo compresivo NNE.

En el sector central y oriental de la cuenca, donde dominan los materiales neógenos subhorizontales, la dirección de fracturación dominante obtenida del estudio de afloramientos en el campo es NE-SO, NO-SE y E-O. Por otro lado, el estudio de la imagen satélite en la misma área ha permitido determinar un claro patrón en la orientación de los lineamientos según una dirección ENE-OSO. Esta dirección principal también se refleja, aunque no de un modo claro, en el análisis de orientación de las fracturas (diaclasas y fallas) a escala de afloramiento. El patrón de fracturación macroestructural que existe en la Cuenca de Almazán, y que presenta una dirección dominante ENE, puede ser debido a la compresión neógena de dirección NE-SO, que se establece en un régimen de desgarre, bajo la cual tuvieron un mayor desarrollo las fracturas y fallas de dirección ENE y componente de movimiento sinistrórsum, y las fallas normales de dirección NO a NE, aunque la existencia de discontinuidades con esa orientación en los materiales localizados por debajo de los depósitos terciarios de la Cuenca de Almazán puede haber tenido una influencia muy importante en las direcciones de diaclasado que se observan en superficie afectando a los depósitos neógenos.

BIBLIOGRAFÍA**8**

- Adell Argiles, F, Bascones-Alvira, L., Martínez Alvarez, F., Tena-Dávila, E, La Mone-
da, Rodríguez, A. y González-Lodeiro, F. (1982): *Síntesis y memoria explicati-
va de la Hoja 433 (Atienza) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*;;
Instituto Geológico y Minero de España, Madrid: 45 p.
- Adell Argiles, F., Bascones Alvira, L., Martínez Alvarez, F. y Tena-Davila Ruíz, M.
(1981): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 463 (Milmarcos) del Mapa Geo-
lógico Nacional a escala 1:50.000*. I.G.M.E.: 40 p.
- Adrover, R., Feist, M., Ginsburg, L., Guérin, C., Huguene, M. y Moissenet, E.
(1983): Les formations continentales paléogènes de la Sierra Palomera (Pro-
vince de Teruel, Espagne) et leur place dans la biostratigraphie tertiaire des
Chaînes Ibériques orientales. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XXV, 3: 421-431.
- Aguirre, E., Díaz Molina, M. y Pérez González, A. (1976): Datos paleontológicos y
fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta sur Española. *Trabajos Neóg.
Cuat.*, 5: 7-29.
- Agustí, J., Cabrera, L., Anadon, P. y Arbiol, S. (1988): A late Oligocene-Early Mio-
cene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain): a potential mam-
mal stage stratotype. *Newsletter Stratigr.*, 18: 81-97.
- Aleksandrowski, P. (1985): Graphical determination of principal stress directions for
slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method.
Journal of Struct. Geol., 7 (1): 73-82.
- Alfaro, J. A. (1987): *Sobre la tectónica frágil y neotectónica del NE de la Sierra de
Albarracín*. Tesis Licenciatura Univ. Zaragoza: 120 p.
- Alonso, A, Floquet, M., Mas J.R. y Meléndez, A. (1989): Origin and evolution of an
epeiric carbonate platform. Upper Cretaceous. Spain. *XII Congres. Español de
Sedimentología*: 21-31.
- Alonso, A. (1981): El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema
Central). Tesis Doctoral. Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías, 1:272 p.
- Alonso, A. y Floquet, M. (1982): Sédimentation et environnements au Turonien en
Vieille Castille (Espagne): Un modèle d'évolution en domaine de plateforme.
Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle, 49: 231-241.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1982): Correlación y evolución paleogeográfico del Cretáci-
co al norte y al sur del Sistema Central. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 145-166.

- Alonso, A. y Mas, J.R. (1990): El jurásico superior en el sector Demanda-Cameros (La Rioja-Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 173-198.
- Alonso, G., Armentero, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Dabrio, C., Jiménez, E., López, N., Olive, A., del Olmo P., Pol, C. y Portero, J.M. (1983): La depresión del Duero. En el *Libro Jubilar de J.M.Ríos*. vol. II. IGME: 487-489.
- Alonso, J.L. (1985): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la región del manto del Esla (zona Cantábrica, NO de España)*, Publ. Diputación Provincial de León: 276 p.
- Alonso, J.L. (1989): Fold reactivation involving angular unconformable sequences: theoretical analysis and natural examples from the Cantabrian Zone (North-west Spain). *Tectonophysics* 170: 57-77.
- Alonso, A., Floquet, M., Meléndez, A y Salomón, J. (1982): Cameros-Castilla. En: El Cretácico de España. Ed. Univ. Complutense de Madrid: 345-456.
- Alonso, A. y Mas J.R. (1988): La transgresión aptiense al Sur del Moncayo (límite de las provincias de Soria y Zaragoza). *Congr. Geol. de Esp. SGE*, 1.: 11-14.
- Alvarado, M. (1980): Introducción a la Geología de España. *Bol. Geol. Min.* XCI-I: 1-65.
- Álvarez-Sierra, M. A. (1987): Estudio sistemático y bioestratigráfico de los Eomyidae (Rodentia) del Oligoceno superior y Mioceno inferior español. *Scripta Geologica*, 86: 1-207.
- Álvarez-Sierra, M.A., Daams, R., Lacomba, J.I., López-Martínez, N. y Sacristán-Martín, M.A. (1987): Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain. *Munchner Geowiss Abh (A)*, 10: 43-48.
- Álvarez, J. (1991): El Cámbrico inferior y medio en un sector de la Cadena Ibérica Occidental entre Ateca y Moros (Zaragoza). Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza: 135 p.
- Álvarez, J., Liñán, E. y Pocoví, A. (1992): un modelo alternativo al Anticlinal del Manubles (Cadena Ibérica Occidental). *Geogaceta*, 12: 33-36.
- Álvarez, M. (1975): Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica). *Estudios Geol.*, 31: 241-247.
- Álvarez, M. y Capote, R. (1973): Las estructuras menores de las calizas jurásicas de un anticlinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España). *Estudios Geol.* 29: 467-478.
- Álvarez, M., Capote, R. y Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp. Homenaje a Lluís Solé Sabaris*, 14: 172-177.

- Anadón, P., Cabrera, L. y Roca, E. (1989): Contexto estructural y paleogeográfico de los sistemas cenozoicos de España. *Acta Geológica Hispánica*, 24: 167-184.
- Anderson, E.M. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver & Boyd Ed. Reprinted of the Revised second edition (1963): 206 p.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet Sci. Lett.*, 12: 191-198.
- Angelier, J. (1994): Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. En P. L. Hancock (Ed.). *Continental deformation*. Pergamon Press, Oxford: 53-100.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Geol. France* (7), 19 (6): 1309-1318.
- Aracil, E., López Mendieta, F.J., Rubio, V., Sanz, E. y Savirón, L. (1993): La falla de San Saturio (Soria). *Geogaceta*, 13: 12-15.
- Aragonés, E. y Hernández-Samaniego, A. (1981): *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja 409 (Calatayud) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME: 44 p.
- Arche, A. y López-Gómez, J. (1996): Origin of the Permian-Triassic Iberian basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266: 443-464.
- Arche, A., Ramos, A. y Sopeña, S. (1983): El Pérmico de la Península Ibérica y bordes del Sistema Central. En *El Carbonífero y Pérmico de España*, (C. Martínez-Díaz, Ed.), IGME: 423-438.
- Arenas, C., González-Rodríguez, A., Muñoz, A. y Villena, J. (1987): *Informe complementario sobre la Estratigrafía y Sedimentología del Terciario. Memoria explicativa del Mapa Geológico Sector Alhama de Aragón (Prov. Zaragoza) a escala 1:25.000*. Diputación Provincial de Zaragoza y Universidad de Zaragoza: 45-93.
- Arlegui L. y Soriano M. A. (1996): Lineamientos y su influencia en los modelados del centro de la cuenca del Ebro. *Cuadernos Laboratorio Xeológico de Laxe* 21: 11-21.
- Arlegui, L. E. y Hancock, P. L. (1991): Interpreting joint systems from their architecture: Examples from the Ebro Basin. *22nd Ann. Meeting Tectonic Studies Group*. Abstrat. Edinburgh.
- Arlegui, L. E. y Simón, J. L. (1993): El sistema de diaclasas N-S en el sector central de la Cuenca del Ebro. Relación con el campo de esfuerzos neógeno. *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 115-122.

Bibliografía

- Arlegui, L., Simón, J.L. y Soriano, M.A. (1994): Un sistema regional de fracturas NO-SE en el centro de la Cuenca del Ebro. *II Congreso del Grupo Español del Terciario, Comunicaciones*: 39-43.
- Arlegui, L.E. (1992a): Métodos de investigación aplicables a diaclasas. Ejemplos de Los Monegros, Cuenca del Ebro. *III Cong. Geol. España / VIII Congr. Latinoam. Geol.*, Salamanca: 259-264.
- Arlegui, L.E. (1992b): Variación del patrón de diaclasas a lo largo de la serie neógena de la Sierra de Sigüenza (Huesca): Posible relación con el campo de esfuerzos y su perturbación. *Geogaceta*, 12: 261-264.
- Arlegui, L.E. (1996): *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza: 308 p.
- Arlegui, L.E. y Hancock, P.L. (1991): Interpreting joint systems from their architecture: Examples from the Ebro Basin, Spain. *22nd Ann.Meeting Tecto.Stud. Group*. Edinburgh.
- Arlegui, L.E. y Simón, J.L. (1998): Reliability of palaeostress analysis from striations in near multidirectional extension stress field. Example from the Ebro Basin, Spain. *Journal of Structural Geology*, 20, 7: 827-840.
- Armenteros I., González Delgado, J.A., Civis, J. y Dabrio, C.J. (1986): El problema del Neógeno superior en la Cuenca del Duero: nuevos datos paleontológicos (invertebrados) en el sector Peñafiel-Almazán. *Stud. Geol. Salmanti, Univ. Salamanca*, 22: 263-275.
- Armenteros, I. (1989): Alteración del sustrato y encostramientos carbonáticos ligados a la discontinuidad cretácico-terciaria en el borde este del Sistema Ibérico Central. *Stud. Geol. Salmanti. Univ. Salamanca*. Vol. Esp. 5: 13-54.
- Armenteros, I, Dabrio, C.J., Guisado, R. y Sánchez de la Vega, A. (1989): Megasecuencia sedimentarias del terciario del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria-Zaragoza). *Stud. Geol. Salmanti. Univ. Salamanca*. Vol.Esp. 5: 107-127.
- Armenteros, I. (1986): *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector noroccidental de la Depresión del Duero*. Publ. Diput. de Salamanca. Serie Castilla y León, 426 p.
- Armenteros, I. (1991): *Informe complementario sobre la Sedimentología del Neógeno. Memoria explicativa de las Hojas 350 (Soria), 405 (Berlanga de Duero), 408 (Torrijo de la Cañada) de los Mapas geológicos Nacionales a escala 1:50.000*. ITGE.
- Armenteros, I. (1994): Síntesis del paleógeno del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria): Geología del yacimiento de Mazaterón. *Stud. Geol. Salmanti, Univ. Salamanca*, 29: 145-156.

- Armenteros, I. y Bustillo, M.A. (1996): Sedimentología, paleoalteraciones y diagénesis en la unidad Carbonática de Cihuela (Eoceno superior de la Cuenca de Almazán, Soria). *Geogaceta*, 20 (2); 266-269.
- Armenteros, I. y Corrochano, A. (1983): El Neógeno del sector sur-oriental de la Depresión del Duero. En: *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos* (J.A. Comba, Ed.), Comisión Nacional de Geología-IGME, Madrid: 521-526.
- Armenteros, I. y Molina, E. (1991): *Informe complementario sobre Geomorfología. Memoria explicativa de la Hoja 405 (Berlanga de Duero) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. ITGE.
- Armijo, J., Tarantola, A., Valette, B. y Manoussis, S. (1982): Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. I. single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. *Geophys. Jour.Roy.Astr.Soc.*, 69: 607-621.
- Armijo, R. (1977): *La zona de failles de Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude tectonique et neotectonique*. Thèse IIIème cycle. Univ.Paris VII: 98 p.
- Arribas, J (1985): *Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincias de Soria y Zaragoza)*. Tesis Doctoral Universidad Complutense, Madrid: 354 p.
- Arribas, J. (1987): Las facies superiores del Muschelkalk en el norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 557-574.
- Arribas, J. y De la Peña, J.A. (1984): Sedimentología y diagénesis de la barra carbonatada inferior del Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Libro Homenaje a L. Sanchez de la Torre. *Publicaciones de Geología*, Univ. Barcelona, 20: 131-139.
- Arthaud, F y Matte, F. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting rifting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc.Am. Bull.*, 88: 1305-1320.
- Arthaud, F y Matte, Ph. (1975): Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe: Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- Arthaud, F. (1969): Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull.Soc.Geol.France*, 7 (11): 729-737.
- Arthaud, F. y Choukroune, P. (1972): Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord-Aquitaine. *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, 27 (5): 715-732.

- Arthaud, F. y Mattauer, M. (1969): Exemples de stylolites d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Geol. France*, 7 (11): 738-744.
- Aurell, M. (1990): *El Jurásico superior de la Cordillera Ibérica Central (Provincias de Zaragoza y teruel). Análisis de Cuenca*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza: 389 p.
- Aurell, M. y Meléndez, A. (1989): Influencia de la falla del Jiloca durante la sedimentación del Malm en la Cordillera Ibérica Central (prov. de Zaragoza), *Estudios Geol.*, 43: 261-269.
- Aurell, M., Pérez Urresti, I., Ramajo, J., Meléndez, G. y Bádenas, B. (1997): La discordancia de Moyuela (Zaragoza): precisiones sobre la tectónica en el límite Oxfordiense- Kimmeridgiense en la Cuenca Ibérica. *Geogaceta*, 22: 23-26.
- Auxini-Hispanoil (1974): *Plan de exploración de España. Síntesis. Cuenca de Almazán*. Informe Interno.
- Auzias, V. (1995): *Contribution a la caractérisation tectonique des réservoirs fracturés. I: Modélisation photoélasticimétrique des perturbations de contrainte au voisinage des failles et de la fracturation associée: application pétrolière, II: Mécanismes de développement en 3D des diaclases dans un analogue de réservoir, le Dévonien tabulaire du Caithness (Ecosse)*. Ph.D. thesis, Univ. de Montpellier II., Sci. et Tech. du Languedoc, Montpellier: 325 p.
- Azanza, B., Blanco, M.J., Canudo, J.I., Cerdeño, E., Cuenca, G., Molina, E., Morales, J., Sucunza, M. y Villas, E. (1987): *Informe complementario sobre Paleontología. Memoria explicativa del Mapa Geológico Sector Alhama de Aragón (Prov. Zaragoza) a escala 1:25.000*. Diputación Provincial de Zaragoza y Universidad de Zaragoza: 45-93.
- Bádenas, B. y Aurell, M. (1997): El Kimmeridgiense del este de la Península Ibérica: distribución de facies y evolución sedimentaria. *Comun. IV Congres. Jurásico de España*: 37-39
- Banda, E. y Santanach, P. (1992): The Valencia trough (western Mediterranean): an overview. *Tectonophysics*, 208: 183-202.
- Barton, N. y Choubey, V. (1977): The shear strength of rock joints in theory and practice. *Rock Mechanics*, 10: 1-54.
- Bartsch, G. (1966): *Geologische untersuchungen in den östlichen Iberischen ketten zwischen río Jalón und der strasse Miedes-Codos-Cariñena (Spanien)*. Tesis Westfälische Landes Universität zu Munster. Westfalen.
- Bascones, L. y Martínez Alvarez, F. (1981): *Cartografía geológica de la Hoja 462 (Marachón) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME.

- Bascones, L., Martínez Alvarez, F. y González Lodeiro, F. (1982): *Cartografía de la Hoja 433 (Atienza) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME.
- Bascones-Alvira, L., Martínez Alvarez, F. y González-Lodeiro, F. (1982): *Cartografía geológica de la Hoja 433 (Atienza) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*.; Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Beer, J.A., Allmendinger, R.W., Figueroa, D.E. y Jordan, T.E. (1990): Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74: 1183-1202.
- Behrens, M. (1977): Zur stereometrie von Geröllen. *Mitt.Geol.Paläont.Inst.Hamb.*, 47:1-124.
- Behrens, M. y Wurster, P. (1972): Tektonische Untersuchungen und Molase-Geröllen. *Geol.Rundschau*. 61: 1019-1037.
- Beltrán, J., Ríos, J.M. y Ríos L.M.. (1980): *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja 349 (Cabrejas del Pinar) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME: 20 p.
- Benito, G., Gutiérrez, M. y Sancho, C. (1991): *Informe complementario sobre Geomorfología. Memoria explicativa de las Hojas 380 (Borobia) y 408 (Torrijo de la Cañada) de los Mapas geológicos Nacionales a escala 1:50.000*. ITGE.
- Benke, K., Durkoop, A, Errenst, Ch y Mensink, H. (1981): Die Korallenkanke im Oberjura der nord-westlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Facies* 4: 27-94.
- Bergamín, J.F., De Vicente, G., Tejero, R., Sánchez Serrano, F., Gómez, D., Muñoz Martín, A. y Perucha, M.A. (1996): Cuantificación del desplazamiento dextroso Alpino en la cordillera Ibérica a partir de datos gravimétricos. *Geogaceta*, 20 (4): 917-920.
- Bergerat, F., Angelier, J. y Borouz, C. (1991): L'analyse des diaclases dans le Plateau du Colorado (USA): une clé pour la reconstruction des paléo-contraintes. *C.R.Acad.Sci.Paris*, t.312. Série II: 309-316.
- Beuther, A. (1966): Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas. *Beith Geol. Jb.*, 44: 103-121.
- Beuther, A., Dahm, M., Kneuper, F., Mensink, H. y Tischer, G. (1965): Der Jura und Wealden in Nordöst-Spanien. *Beith. Geol.Jb.*, 44: 225 p.
- Bevan, T.G. y Hancock, P.L. (1986): A late Cenozoic regional mesofracture system in southern England and northern France. *Jour.Geol.Soc. London*, 143: 355-362.
- Bilotte, M. (1978): Evolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'est de la Garonne. *Bull. Soc. Géol. France* , 7, 5: 649-655.

- Bless, J.L. (1981): Les fractures naturelles: observation et interpretation. En J.L. Blés y B. Feuga: La fracturación des roches. *Bureau Rech. Géol. Min. Manuels et Méthodes*, nº1.:123 p.
- Boillot, G., Montadert, L., lemoine, M. y Biju-Duval, B. (1984): *Les margens continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Masson, Paris: 342 p.
- Boillot, G., Temime, D., Malod, J.A. (1985): Exploration par submersible de la marge continentale au nord-ouest de l'Espagne. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 1: 89-102.
- Bolós, M., Paluzié, A. y Guerrero, A. (1976): *Geografía de España*. De Gasso Hnos. Editores. Barcelona.
- Bond, J. (1996): Tectono-sedimentary evolution of the Almazán Basin, NE Spain. In: Friend, F. and Dabrio, C.J. (Eds.). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press. 203-213.
- Bott, M.H.P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Boyer, S.E. (1986): Styles of folding within thrust sheets: examples from the Appalachian and Rocky Mountains of the U.S.A. and Canada. *J. Struct. Geol.*, 8(3/4): 325-339.
- Brenner, P. (1976): Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (systematik, ökologie, stratigraphie, Paleogeographie). *Palaeontographica*, 152 (4-6): 113-201.
- Brenner, P. y Wiedman, J. (1975): Nuevas aportaciones al conocimiento del Weald Celtibérico Septentrional y sus relaciones paleogeográficas. *1ª Synp. Cretácico de la Cordillera Ibérica*. Cuenca.
- Brunet, M.F. (1984): Subsidence history of the Aquitaine basin determined from subsidence curves. *Geol. Mag.*, 121 (5): 421-428.
- Buchroithner, M.F. (1984): Quantitative evaluation of the major fracture pattern in Austria. *Geologische Rundschau*, 73: 399-418
- Bulard, P. F. (1970): Le Jurassique moyen et supérieur des Chaîne Ibériques près de Ciria et de Bijuesca (Prov. de Soria et de Saragosse). *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*. 106: 88-98.
- Bulard, P.F. (1972): Le Jurasique moyen et supérieur de la chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne). Thèse doctorale, Univ. Nice: 702 p.
- Bulard, P.F., Canerot, J., Gautier, F. y Viallard, P. (1971): Le Jurasique de la partie orientale des chaînes Ibériques. *Cuad. Geol. Iberica*, 2: 333-344
- Burrus, J. (1984): Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (north-west Mediterranean). *Mar. Geol.*, 55: 247-269.

- Cabra, P. (1991): *Informe complementario sobre Geomorfología. Memoria explicativa de las Hojas 378 (Quintana Redonda), 379 (Gómara), 406 (Almazán), 407 (Morón de Almazán), de los Mapas geológicos Nacionales a escala 1:50.000.* ITGE.
- Calvo, J.M. (1993): *Cinemática de las fallas discontinuas en el sector central de la Cordillera Ibérica*: Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 355 p.
- Calvo, F. (1985): *Estadística aplicada*. Ed. Deusto, Bilbao: 507 p.
- Calvo, J.P., De Vicente, G. y Alonso Zarza, A.M. (1991): Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de madris durante el Mioceno. *I Congreso Grupo Esp.Terciario*: 55-58.
- Campredon, R.(1977): Les déformations de conglomérats pliocenes de l'Arc de Nice (chaînes subalpines méridionales). *C.R.somm.Soc.Geol.France*, 2: 75-77.
- Canérot, J. (1981): Le couloir de décrochement ibero-catalán (Espagne): recherche d'un mécanisme tectonique. *Arch. Sci.Geneve*, 34 (3): 417-422.
- Capote R., Díaz, M., Gabaldón, V., Gómez, J. J., Sánchez de la Torre, L., Ruíz, P., Rosell, J., Sopeña A., y Yébenes, A. (1982): Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*, Madrid: 290 p.
- Capote, R. (1983): La tectónica de la Cordillera Ibérica. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, vol. II, I.G.M.E., Madrid:108-120.
- Capote, R. y González-Lodeiro, F. (1983): La estructura herciniana en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos*, vol II, IGME, Madrid: 513-529.
- Caputo, R. (1995): Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova*, 7(5): 479-490.
- Carballeira, J. y Pol, C. (1989): Informe complementario sobre el Paleógeno de la Cuenca de Almazán. Memoria explicativa de la Hoja 406 (Almazán) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. ITGE, 49 p.
- Carey, E. (1976): *Analyse numérique d'une modèle mécanique élémentaire appliquée à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir des stries de glissement*. Thèse IIIème cycle. Univ. de Paris-Sud:138 p.
- Carls, P. (1962):*Erlneuterunger zur geologischen kartierung bei Luesma und Fombuena in den Ostlichen Iberischen Ketten, NE-Spanien* . Dipl. Arb. Math. Naturwiss. Fak. Univ. Wurzburg: 91 p.
- Carls, P. (1975): The Ordovician of the Eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma. (prov. Zaragoza, Spain). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.* 150, 2: 127-146.

- Carls, P. (1983): La zona asturoccidental-leonesa en Aragón y el macizo del Ebro como prolongación del macizo cantábrico. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, tomo III, I.G.M.E., Madrid: 11-32.
- Casas Sainz, A. (1987): El estado de esfuerzos durante el Terciario en la Depresión de Arnedo (La Rioja). *Acta Geol. Hisp.*, 23:223-231.
- Casas Sainz, A. (1990): *El frente norte de las Sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza: 382 p.
- Casas Sainz, A. y Maestro González, A. (1996): Deflection of a compressional stress field by large-scale basement faults. A case study from the Tertiary Almazán Basin (Spain). *Tectonophysics*, 255: 135-156.
- Casas Sainz, A.M, Gil Peña, I. y Simón Gomez, J.L. (1990): Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geol.*, 42: 127-136.
- Casas Sainz, A.M. (1985): *Análisis de la deformación frágil en el área de Alcaine (Teruel)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza: 162 p.
- Casas Sainz, A.M. (1993): Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta* (Paris), 6, 3.: 202-216.
- Casas Sainz, A.M. (1996): *La Tectónica de Inversión*. Tema de Oposición, Univ. de Zaragoza: 81 p. (inédita).
- Casas, A. M. y Gil, A. (1998): Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of eastern Cameros basin, northern Spain. *Geol. Rundsch.*, 86: 802-818.
- Casas, A.M. y Simón, J.L. (1986): Evolución del estado de esfuerzos durante la tectogénesis alpina en un sector del borde N de la Cordillera Ibérica (Alcaine, Teruel). *Estudios Geol.*, 42.: 127-136.
- Casas, A.M., Cortés, A.L. y Maestro, A. (*en prensa*): Intra-plate deformation and basin formation during the tertiary at the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazan basin. *Tectonics*.
- Casas, A.M., Cortés, A.L., Gapais, D., Nalpas, T. y Román, T. (1998): Modelización analógica de estructuras asociadas a compresión oblicua y transpresión. Ejemplos del NE peninsular. *Rev. Soc. Geol. de España*, 11 (3-4): 331-344.
- Casas, A.M., Cortés, A.L., Maestro, A. y Soriano, A.M. (*enviado*): Lindens: a basic program for lineament analysis. *Computers & Geosciences*.
- Casas, A.M., Gil, I., Lerános, B., Millán, H. y Simón, J.L. (1994): Quaternary reactivation of flexural-slip folds by diapiric activity: example from the western Ebro Basin (Spain), *Geologische Rundschau*, 83: 853-867.

- Cazabat, C. (1975): Topologie hertzienne de la France. premiers resultats. *Soc. fr. Photogramm. Bull.*, 60.
- Chang, K. H. (1975): Unconformity bounded stratigraphic units. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 66: 1544-1552.
- Chinnery, M. A. (1966): Secondary faulting. *Can. Jour. Earth Sci.*, 3, (2): 163-190.
- Choukroune, P. y Mattauer, M. (1978): Tectonique des plaques et Pyrénées: Sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne: comparaison avec des modèles actuels. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 5: 689-700.
- Chukwu, I.M., Norwan, J.W. (1977): Mineralized crustal failures shown on satellite imagery of Nigeria. *Trans. Instn. Min. Metall. B.* 86: 55-57.
- Clemente, P. y Alonso, A. (1988): Estratigrafía del Cretácico inferior de la Sierra de Cabrejas, borde meridional de la Cuenca de Cameros. sedimentología de la unidad basal. // *Congr.Geol.de Esp. SGE*: 63-66.
- Clemente, P. y Alonso, A. (1990): Estratigrafía y sedimentología de las facies continentales del Cretácico inferior en el borde meridional de la Cuenca de Cameros. *Estudios Geol.*, 46: 257-276.
- Clemente, P. y Pérez-Arlucea, M. (1993): Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, North-central Spain. *Jour. Sed. Petrol.*, 63, 3: 437-452.
- Colmenero, J.R., García-Ramos, J.C., Manjón, M. y Vargas, I. (1982): Evolución de la sedimentación terciaria en el borde N de la Cuenca del Duero entre los valles del Torio y Pisuerga (León-Palencia). *Temas Geol. Mineral. IGME*, VI: 171-181.
- Colombo, F. y Vergés, J. (1992): Geometría del margen SE de la cuenca del Ebro: discordancias del grupo Scala Dei, Serra de la Llana, Tarragona, España. *Acta Geológica Hispánica*, 27: 241-268
- Colomer, M. (1987): *Estudi geològic de la vora sud-oest de la fossa de Calataiud-Daroca, entre Villafeliche i Calamocha*. Memòria Licenciat. Facultat de Geologia. Univ. Barcelona: 99 p.
- Comas Rengifo, M.J. (1982): *El Pliensbachiense de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Uni. Complu. de Madrid. 594 p.
- Comas, M.J., Goy, A. y Yébenes, A. (1982): *Síntesis del Jurásico de la memoria de la Hoja 433 (Atienza) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*; Instituto Geológico y Minero de España, Madrid: 15-18.
- Cook, F. A. y Varsek, J.L. (1994): Orogen-scale décollements. *Reviews of Geophysics*, 32: 37-60.

- Corrochano, A. y Carballeira J. (1983): El terciario del ángulo noroeste de la Cuenca del Duero. En *Libro Jubilar de J.M.Rios*. vol. II. IGME., Madrid: 502-507.
- Cortes, A.L. (1994): Geometría y cinemática de las estructuras alpinas en el sector de Cariñena-Belchite (borde norte de la Cordillera Ibérica). Tesis de Licenciatura. Universidad de Zaragoza: 171 p. (*inédita*).
- Cortés, A.L. y Casas, A.M. (1996): Deformación alpina de zócalo y cobertera en el borde norte de la Cordillera Ibérica (Cubeta de Azuara, Sierra de Herrera). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 9 (1-2): 51-66.
- Cortés, A.L. y Casas, A.M. (1997): Fosas neógenas asociadas a la reactivación de pliegues en el borde sur de la Sierra de cantabria (Alava-Navarra). *Geogaceta*, 21: 81-84.
- Cortés, A.L. y Maestro, A. (1997): Análisis de los estados de esfuerzos recientes en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2): 183-196.
- Cortés, A.L. y Maestro, A. (1998): Recent intraplate stress field in the eastern Duero Basin (N Spain). *Terra Nova*, 10, 5: 287-294.
- Cortés, A.L., Liesa, C.L., Simón, J.L., Casas, A.M., Maestro, A. y Arlegui, L. (1996): El campo de esfuerzos compresivo neógeno en el NE de la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20 (4): 806-809.
- Cortés, A.L., Maestro, A. y Nozal, F. (1997): Nuevos datos sobre la neotectónica del sector oriental de la cuenca del Duero (Burgos-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 12, 1.
- Cortés, A.L., Maestro, A., Soriano, A., Casas, A.M., (1998): Lineaments and fracturing in the Neogene rocks of the Almazán Basin, northern Spain in *Geological Magazine* 135 (2): 255-268.
- Cotton, C. A. (1950): Tectonic scarps and fault valleys. *Bulletin of the Geological Society of America*, 61: 717-758.
- Cowie, P. A. y Scholz, C. H. (1992): Displacement-length scaling relationship for faults: Data synthesis and discussion: *Journal of Structural Geology*, 14: 1149-1156.
- Cuenca, G. (1983): Nuevo yacimiento de vertebrados del Mioceno inferior del borde meridional de la Cuenca del Ebro. *Estudios Geol.*, 39: 217-224.
- Cuenca, G. (1985): *Los roedores (Mammalia) del Mioceno inferior de Autol (La Rioja)*. Ciencias de la Tierra, Instituto de Estudios Riojanos, 2: 96 p.
- Cuenca, G. (1991): Los primeros mamíferos ramblense (Mioceno inferior) de la Cuenca de Almazán (Zaragoza). *Geogaceta*, 10: 42-44.

- Cuenca, G., Canudo, J.I., Laplana, C. y Andrés, J.A. (1992): Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geol. Hisp.*, 27: 127-143.
- Cuesta, M.A. (1992): Perisodáctilos del Paleógeno de Castilla y León. En: *Vertebrados fósiles de Castilla y León*. (Coord.: E. Jiménez Fuentes). Museo de Salamanca: 111-120.
- Cuesta, M.A. y Jiménez, E. (1994): Síntesis del Paleógeno del borde oriental de la Cuenca de Almazán (Soria): Vertebrados de Mazaterón. *Studia Geologica Salamantica*, XXIX: 157-170.
- Currie, J.B. y Reik, G.A. (1977): A method of distinguishing regional directions of jointing and of identifying joint sets associated with individual geologic structures. *Can.Jour.Earth Sci.*, 14: 1211-1228.
- Daams, R. (1976): Miocene Rodents (Mammalia) from Cetina de Aragón (prov. de Zaragoza) and Buñol (prov. de Valencia), *Spain. Kon. Ned. Akad. Wet. Proc. Series B*, 79 (3): 152-182.
- Daams, R. (1976): Miocene Rodents (Mammalia) from Cetina de Aragón (prov. de Zaragoza) and Buñol (prov. de Valencia), *Spain. Kon. Ned. Akad. Wet. Proc. Series B*, 79 (3): 152-182.
- Davis, J. C. (1986): *Statistics and data analysis in Geology*. Second edition. John Wiley y Sons: 646 p.
- Davis, J.C. (1984): *Structural geology of rocks and regions*. John Wiley & Sons, Inc.: 492 p.
- De Celles, P.G., Gray, M.B., Ridway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N. y Srivastava, P. (1991): Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, 38: 567-590.
- De Graciansky, P.C., Dardeau, G., Lemoine, M. y Tricart, P. (1989): The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. In: Cooper, M.A. and G.D. Williams (eds.), *Inversion Tectonics*, Geological Society Special Publication, 44: 87-104.
- De la Peña, J., Fonola, F., Ramos, J.L. y Marfil, R. (1977): Identificación del Autuniense en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Prov. de Soria). *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 123-134.
- De Luca, P., Duée, G. y Hervouet, Y. (1985): Evolution et deformations du bassin flysch du Crétacé supérieur de la haute chaîne (Pyrénées Basco-Béarnaises-region du Pic d'Orhy). *Bull Soc. Géol. France*, 8, 2: 249-262.
- De Vicente, G. (1988): *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid: 317 p.

- De Vicente, G., Calvo, J.P. y Muñoz-Martín, A. (1996b): Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid Basin. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge: 268-271
- De Vicente, G., Giner, J.L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M. y Lindo, R. (1996c): Determination of the present-day stress tensor and the neotectonic interval in the Spanish Central System and the Madrid Basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266: 405-424.
- De Vicente, G., Herraiz, M., Giner, J.L., Lindo, R., Cabañas, L. y Ramírez, M. (1996a): Características de los esfuerzos activos interplaca en la Península Ibérica. *Geogaceta*, 20 (4): 909-912.
- Del Olmo, A. y Martínez-Salanova, J. (1989): El tránsito Cretácico-Terciario en la Sierra de Guadarrama y áreas próximas de las Cuencas del Duero y Tajo. En: C.J. Dabrio (Ed.), *Paleogeografía de la Meseta Norte durante el Terciario*, *Stvd. Geol. Salmanticensia*, vol. 5: 55-69.
- Del Olmo, P., Hernández, A. y Aragonés, E. (1983): *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja 437 (Ateca) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME: 67 p.
- Del Valle Lersundi, J. (1959): *Sobre la posible existencia de una posible falla al sur de la Península*. Not. y Com. IGME: 44 p.
- Delvaux, D. (1994): *Tensor interactive MS-DOS Quick Basic program developed for paleostress determinations on geological fractures and earthquake focal mechanisms*. Royal Museum for Central Africa, Tervurem, Belgium, Version 2.3.
- Dereims, A. (1898): *Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragón, Espagne*. Ann. Nébert. T. II, VII, Tesis Doctoral: 199 p.
- Despartment, A. (1967): *Etude géologique détaillée des environs du Monasterio de Piedra (prov. de Saragosse)*. Dipl. Et. Sup. Univ. Dijón. vol. 10: 100 p.
- Despartment, R., Monroe, H. y Schmitz, U. (1972): Zur altersstellung der Eruptiv-Gesteine und tuffite in Spanien. *Munster. Forch. Geol. Palaont.*, 4, 24: 3-16.
- Dewey, J.F. y Burke, K.C.A. (1973): Tibetan, variscan and Precambrian basement reactivation: products of a continental collision. *Jour. Geol.*, 81: 683-692.
- Dikker, A.J. (1977): Sketch of a possible lineament pattern in northwest Europe. *Geologie en Mijnbouw*, 56(4): 275-285
- Dominic, J.B. y McConnell, D. (1994): The influence of structural lithic units in fault-related folds, Seminoe Mountains, Wyoming, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 16(6): 769-779.

- Dragastaan, O., Mensink, H., Mertman, D., y Wlilde S. (1987): Kustennahe Sedimentationszyklen im Ober-Jura der westlichen Madero, Nord-Spanien. *N. Jb. Geol. Paleontol. Abh.* 175, 3: 377-398.
- Dresen, G. (1991): Stress distribution and the orientation of Riedel Shears. *Tectonophysics*, 188: 239-247.
- Drury, S. A. y Berhe, S. M. (1993): Accretion tectonics in northern Eritrea revealed by remotely sensed imagery. *Geological Magazine*, 130: 177-190.
- Dubois, P. y Séquin, J.C. (1978): Les Flysch créacé et éocène de la zone commingeoise et leur environnement. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 5: 657-671.
- Dunne, W.M. y Hancock, P.L. (1994): Paleostress Analysis of Small-Scale Brittle Structure. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon Press: 101-121.
- Dunne, W.M. y Hancock, P.L. (1994): Paleostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P.L. (Ed.): *Continental deformation*. Pergamon Press: 101-121.
- Durand-Delga, M. y Lemoine, M. (1978): The Pyrenees and the Lower Provence. In: M. Lemoine (Ed.): *Geological Atlas of Alpine Europe and adjoining areas*. Elsevier Sci. Publ. Co: 113-162.
- Durney, D.W. (1972): Solution-transfer, an important Geological Deformation-Mechanism. *Nature*, 231 (11): 315-316.
- Elliot, D. (1976): The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, London A283: 289-312.
- Engelder, T. (1982): Is there a genetic relationship between selected regional joints and contemporary stress within the lithosphere of North America?. *Tectonics*, 1: 161-177.
- Engelder, T. (1985): Loadings paths to joint propagation during a tectonic cycle: an example from the Appalachian Plateau, USA. *Jour.Struct.Geol.*, 7(3/4): 459-476.
- Engelder, T. y Geiser, P. (1980): On the use of regional joint sets as trajectories of Paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau, New York. *Jour. Geophys. Res*, 85(B11): 6319-6341.
- ENRESA (1987): *Inventario Nacional de Formaciones Geológicas Favorables para el Almacenamiento de RRAA: Región Ibérica. Cuenca de Almazán*. Informe Interno.
- ENUSA (1981): Proyecto Moncayo (Soria). Informe Interno. (inédito).

- Epard, J.L. y Groshong, R.H. (1995): Kinematic model of detachment folding including limb rotation, fixed hinges and layer-parallel strain. *Tectonophysics*, 247: 85-103.
- Erslev, E.A. (1991): Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19: 617-620.
- Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P.P., Valverde-Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. y Dunning, G. (1998): Variscan syncollisional extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence from the Somosierra sector of the Sierra del Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics*, 290: 87-109
- Esaola, A. y Martín Fernández (1973): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 351 (Olvega) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000*, IGME: 23 p.
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1980): La Néotectonique des environs de la Sierra Arana (prov. de Granada, Espagne). *Cuad. Geol. Univ. de Granada*..
- Estévez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1983): Néotectonique du secteur central des chaînes Bétiques (bassins de Guadix-Baza et de Granada). *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 24, 1: 23-34.
- Estévez, A., López-Garrido, A.C. y Sanz de Galdeano, C. (1976): Estudio de las deformaciones recientes en el sector de Negrátin (Depresión de Guadix-Baza). *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y mar de Alborán. Serv. Publ. Univ. de Granada*: 165-192.
- Etchecopar, A. (1984): *Etude des états de contrainte en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat, U.S.T.L. Montpellier, 269 p.
- Etchecopar, A. y Mattauer, M. (1988): Méthodes dynamiques d'analyse des populations des failles. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 (IV-2): 289-302.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault population analysis. *Jour. Struct. Geol.*, 3 (1): 51 -65.
- Eyal, Y. y Reches, Z. (1983): Tectonic analysis of the Dead Sea Rift regions since the Late-Cretaceous based on mesostructures. *Tectonics*, 2: 167-185.
- Fernández Casals, M.J. (1979): Las deformaciones hercínicas en el límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central). *Estudios Geológicos*, 35: 169-191.
- Fernández-López, S., Aurell, M., García-Joral, F., Gómez, J.J., Henriques, M.H., Martínez, G., Meléndez, G. y Suárez, L.C. (1996): El Jurásico medio de la Cuenca Catalana: Unidades litoestratigráficas y elementos paleogeográficos. *Rev. Española de Paleontología*, nº extraordinario: 122-139.

- Ferreiro, E. (1991a): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 377 (Burgo de Osma) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000*, ITGE: 39 p.
- Ferreiro, E. (1991b): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 379 (Gómara) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000*, ITGE: 35 p.
- Ferreiro, E. (1991c): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 406 (Almazán) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000*, ITGE: 48 p.
- Ferreiro, E. y Lendínez, A. (1991): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 378 (Quintana Redonda) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000*, ITGE: 42 págs. y un mapa.
- Feuillée, P. (1967): *Le Cénomanien des Pyrénées basques aux Asturies*. Mémoire de la Société Géologique de France, XLVI, 108: 343 p.
- Floquet, M. (1978): Nouvelle interpretation de la serie du Pico Frentes (Prov. de Soria, Espagne). Référence pour le Crétacé supérieur des Chanes Iberiques Septentrionales. *C. R. Acad. Sci. Paris*. 286. Ser. D.: 311-314.
- Floquet, M. (1983): La plate-forme nord castillene et les faciès proximaux. In: *Vue sur le Cretacé basco-cantabrique et nord ibérique. une marge et son arrière pays, ses environnements sédimentaires*. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon, 9: 141-168.
- Floquet, M. (1987): Contrôles tectonique, sédimentaire et eustatique des transgressions marines régressions marines sur la plateforme nord-castillane (Espagne) au Crétacé supérieur. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, 11. centre des Sciences de la Terre: 69-77.
- Floquet, M. y Meléndez, A. (1982): Características sedimentarias y paleogeográficas de la regresión finicretácica en el sector Central de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 237-257.
- Floquet, M., Alonso, A., y Meléndez, A. (1982): El Cretácico superior de la Sierra de Cameros-Castilla En: *El Cretácico en España*, Univ. Complutense. Madrid: 387-456.
- Floquet, M., Meléndez, A. y Pedauye, R. (1981): El Cretácico superior de la región de Alhama de Aragón (Borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica). *Libro-Guía. Jornadas de Campo sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica (Sector Central)*.
- Fontboté, J.M., Guimerà, J. y Santanach, P.F. (1985): Stress regime changes during Neogene rifting in the Northeastern Iberian Peninsula. *Continental extensional tectonics. TSG. Meeting*. Univ. Durham.U.K.

Bibliografía

- Fontboté, J.M., Guimerà, J., Roca, E., Sabat, F., Santanach, P. y Fernández, F. (1990): The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. de España*, 3 (3-4): 249-259.
- Ford, M., Williams, E.A., Artoni, A., Vergés, J. y Hardy, S. (1997): Progressive evolution a fault-related fold pair from growth strata geometries, Sant Llorenç de Morunys, SE Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 19, 3-4: 413-441.
- Freund, R. (1974): Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21: 93-134.
- Fry, N. (1992): Stress ratio determination from striated faults: a spherical plot for cases of near-vertical principal stress. *Jour. Struct. Geol.* Vol.14, nº10: 121-1131.
- Gaile, G. L. y Burt, J. E. (1980): *Directional statistics*. CATMOG 25: 39 p.
- Galindo, J. y González, F. (1990): Diaclasas de tensión regionales en el Complejo Nevado-Filábride y su relación con el contacto Alpujarride/Nevado-Filábride (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 7: 9-11.
- Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Díaz, J., Vidal, N. y Pulgar, J.A. (1995): Deep structure of transition between the Cantabrian Mountains and the North Iberian Margin from wide-angle ESCI-N data. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (4): 365-382.
- Galloway, W.E. (1989): Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73: 125-142.
- Gandl, J. (1972): Die Acastavinae und Asteropyginae (Trilobita) Keltiberiens (NE-Spaien) *Abh. senckenberg naturforsch Ges. Frankfurt a. M.* 530: 1-184.
- García del Cura, A. (1974): Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona Centro-Oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geol.* 30: 579-97.
- García Dueñas, V., Martínez Martínez, J.M., Orozco, M. y Martín Ramos, D. (1987): El sentido de desplazamiento de los mantos Nevado-Filábrides. *Geogaceta*, 3: 11-12.
- García Figuerola, L.C. (1963): El dique diabásico del norte de Extremadura. *Not. y Com. Inst. Geol. y Min.*, 69: 43-78. *Mem. Serviços Geol. Portugal*, 29: 187-194.
- García-Gil, S. y Sopeña 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. *II Congr. Geol. España, S.G.E.* Granada. Simposios: 223-230.

- García-Hidalgo, J.F., Segura, M. y García, A. (1997): El Cretácico del borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. de España*, 10 (1-2): 39-53.
- García-Ramos, J.C., Colmenero, J.R., Manjón, M. y Vargas, I. (1982): Modelo de sedimentación en los abanicos aluviales de clastos carbonatados del borde N de la Cuenca del Duero. *Temas Geol. Mineral. IGME*, VI: 275-289.
- Garrido Megias, A. (1982): Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Quinto Congreso Latinoamericano de Geología*, Argentina. Actas, 1: 385-402.
- Garrido, A. y Villena, J. (1977): El Trías germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 37-56.
- Garrido-Megías, A. (1973). *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida)*. Doctoral Thesis. University of Granada. 395 p.
- Giner, J.L. (1993): *Actividad tectónica reciente en el borde oriental de la Cuenca de Madrid*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense Madrid, 309 p.
- Giner, J.L. (1996): *Análisis neotectónico y sismotectónico en el sector centro-oriental de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid: 268 p.
- Giner, J.L., De Vicente, G. y Lindo, R. (1996b): Estado de esfuerzos actuales en el centro peninsular a partir del análisis conjunto de mecanismos focales de terremotos. *Geogaceta*, 20 (4): 996-999.
- Giner, J.L., De Vicente, G., Pérez-González, A., Sánchez-Cabañero, J.G. y Pinilla, L. (1996a): Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 20 (4): 842-845.
- Gladfelter, B.G. (1971): *Meseta and Campiña Landforms in Central Spain*. Univ. Chicago, Dep. Geogr. Research Paper 30: 204 p.
- Gómez Fernández J.C. y Meléndez, N. (1994): Estratigrafía de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica Noroccidental), N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Rev. Soc. Geol. España*, 7 (1-2): 121-139.
- Gómez Fernández, J.C. (1992): *Análisis de la Cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con la evolución paleogeográfica*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid: 343 p.
- Gómez, J. J. (1979): *El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica*. Seminario de Estratigrafía Universidad Complutense. Serie Monografías, 4: 684 p.

- Gómez, J. J., ferreiro, E. y Valladares, I. (1991): Estratigrafía y sedimentología del Jurásico. Memoria explicativa de la Hoja 350 (Soria) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000, ITGE: 12-25.
- Gómez, J. J., y Goy, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.* 35: 569-598.
- Gómez, J.J. (1991): Estratigrafía, sedimentología y paleogeografía del Jurásico en facies carbonatadas. Memoria explicativa de la Hoja 40 (Daroca) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 200.000, ITGE: 31-82
- Gómez, J.J. y Babín, R.B. (1973): Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica, prov. de Valencia). *Estudios Geol.*, 29: 381-388.
- Gómez, J.J., Trel, A. y Pérez, P. (1976): Presencia y edad de vulcanitas en el Jurásico del norte de Valencia (Cordillera Ibérica, España). *Acta Geol. Hispánica*, 11 (1): 1-8.
- González Lodeiro, F. (1993): La estructura del antiformal del Olló de Sapo. En: Comba, J.A. (coord.), *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos*, Vol. II, Instituto Geológico y Minero de España: 408-420.
- González, A., Pardo, G. y Villena, J. (1988): El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas. *II Congr. Geol. Esp. SGE*. Granada: 175-184.
- Goy, A, Meléndez, G., Sequeiros, L. y Villena, J. (1979): El Jurásico superior del sector comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo (Cordillera Ibérica). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 10: 95-106.
- Goy, A. y Suárez Vega, L.C. (1983): Tectónica y estratigrafía mesozoicas: El Jurásico. En: Comba, J.A. (coord.), *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos*, Vol. II, Instituto Geológico y Minero de España: 62-79.
- Goy, A. y Ureta, S (1986): Leioceratinae (Ammonitina) del Aalenense inferior de Fuentelsalz (Cordillera Ibérica, España). *Bolletino della Societa Paleontologica Italiana*, 25, 3: 213-216.
- Goy, A. y Yébenes, A. (1977): Características, extensión y edad de la Formación Dolomías de Imón. *Cuad. Geol. Iber.*, 4: 375-384.
- Goy, A., Gómez, J. J., y Yébenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geol.*, 32: 391-423.
- Gracia, F.J. y Simón, J.L. (1986): El campo de fallas miocenas en la Bardena Negra (provs. de Navarra y Zaragoza). *Bol. Geol. Min.*, 97: 693-703.

- Gracia Prieto, F.J., Gutiérrez, M. y Lerános, B. (1988): Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. de España*, 1, (1-2): 135-142.
- Gracia Prieto, F.J., Nozal Martín, F., Pineda Velasco, A. y Wouters de Vries, F.F. (1990): Superficies de erosión neógenas y neotectónica en el borde NE de la Cuenca del Duero. *Geogaceta*, 7: 38-40.
- Gratier, J.P. (1979): Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique et intensité de déformation dans les roches à schistosité. *Bull.Soc.Geol.France* (7), 21: 95-104.
- Grimaud, S., Boillot, G., Collette, B.J., Manffret, A., Miles, P.R. y Roberts, D.G. (1982): Western extension of the Iberian-European plate boundary during the early Cenozoic (Pyrenean) convergence, a new model. *Mar. Geol.*, 45: 63-77.
- Gross, M.R. (1993): The origin and spacing of cross joints: examples from the Monterey Formation, Santa Barbara Coastline, California. *Journal of Structural Geology*, 15 (6): 737-751.
- Guimerà, J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geol. Mag.* 121(5): 66-69.
- Guimerà, J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibérica y la Serralada Costanera Catalan*. Tesis Doctoral. Univ.de Barcelona: 600 p.
- Guimerà, J. y Alvaro, M. (1990): Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique de la Chaîne Côtière Catalane (Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, 8(6): 339-348.
- Guimerà, J., Alonso, A. y Mas, J.R. (1995): Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: The Cameros basin (N Spain). In: *Basin Inversion* (J.G. Buchanan y P.G. Buchanan, Eds.). *Geological Society Special Publication*, 88: 433-453.
- Guiraud, M y Seguret, M. (1985): Releasing Solitary Overstep Model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdien) Soria strike-slip Basin (North Spain). In: Biddle, K.T. and Christie-Blick, N. eds: Strike-slip deformation, Basin Formation and Sedimentation . *SEPM Spec. Publ.*, 37: 159-175.
- Guiraud, M. (1983): *Evolution tectono-sédimentaire du bassin wealdien (Crétacé inférieur) en relais de décrochement de Logroño-Soria (NO Espagne)*. Thèse IIIème cycle. U.S.T.L. Montpellier: 172 p.
- Guisado R., Santisteban, J. I., Armenteros, I., Dabrio, C. J. (1987): Paleogene alluvial and related to tectonically active sierra fronts in Eastern Duero Basin (Spain). *8th Europ. Reg. Mtg. Sediment. I.A.S.*, Tunis, Abstracts: 252.

- Guisado, R. (1987): *Sedimentación continental paleógena en el extremo oriental de la cuenca de Almazán (Soria: sector Almazul-Deza)*. Tesis de Licenciatura Univ. de Salamanca: 82 p. (inédito).
- Guisado, R., Armenteros, I. y Dabrio, C. J. (1988): Sedimentación continental paleocena entre Almazul y Deza (cuenca de Almazán, Soria). *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, XXV: 67-86.
- Gutiérrez Claverol, M., González Buelga, M. y Rodríguez Bouzo, L. (1992): Validación del método de Davis para el análisis de la diaclasación de macizos rocosos. *Ingeniería Civil*, 80: 31-36.
- Gutiérrez Elorza, M. y Gracia, F.J. (1997): Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). In: Widdowson, M. (ed.), *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation*. Geological Society Special Publication, 120: 147-158.
- Gutiérrez, M. y Lenaroz, B. (1987): *Informe complementario sobre Geomorfología. Memoria explicativa del Mapa Geológico Sector Alhama de Aragón (Prov. Zaragoza) a escala 1:25.000*. Diputación Provincial de Zaragoza y Universidad de Zaragoza: 127-134.
- Gutiérrez, M., Benito, G. y Sancho, C. (1991): Informe complementario sobre Geomorfología. Memoria explicativa de la Hoja 435 (Arcos de Jalón) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000. ITGE.
- Hancock, P.L. y Engelder, T. (1989): Neotectonic Joints. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 101: 1197-1208.
- Hancock, P. L. (1985): Brittle microtectonics: Principles and practice. *Jour. Struct. Geol.*, 7 (3/4): 437-457.
- Hancock, P.L. (1972): The analysis of en-échelon veins. *Geol. Mag.* 109(3): 269-276.
- Hancock, P.L. (1986): Joint Spectra. In: *Geology in the real world. The Kingsley Dunham volume*. (Ed. I. Nichol and R.W. Nessbit). London: Institution of Mining and Metallurgy: 155-164
- Hancock, P.L. (1991): Determining contemporary stress directions from neotectonic joint systems. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London, A.*, 337: 29-40.
- Hancock, P.L., Kadhi, A, Barka, A.A. y Bevan, T.G. (1987): Aspects of analysing brittle structures. *Annales Tectonicae*, 1(1): 5-19..
- Hancock, P.L., Sha'at, N.A. y Al Kadhi, A. (1984): Regional joint sets in the arabian platform as indicators of intraplate processes. *Tectonics*, 3(1): 27-43.
- Hardy, S. y Poblet, J. (1994): Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, 22: 371-374.

- Hardy, S. y Poblet, J. (1995): The velocity description of deformation. Paper 2: sediment geometries associated with fault-bend and fault propagation folds. *Marine and Petroleum Geology*, 12: 165-176.
- Harris, J.F., Taylor, G.L. y Walper, J.L. (1960): Relation of deformational fractures in sedimentary rocks to regional and local structures. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 44, 12: 1853-1873.
- Hayward, A.B. y Graham, R.H. (1989): Some geometrical characteristics of inversion. In: Cooper, M.A. and G.D. Williams (eds.), *Inversion tectonics*, Geological Society Special Publication, 44: 17-39.
- Heddi, M. y Eastaff, D. (1995): Application of Remote Sensing to Tectonics: case studies in the Guadix-Baza basin (southern Spain). *Proceedings of the 21st Annual Conference of the Remote Sensing Society*: 841-848.
- Hernández Pacheco (1954): Estudio hidrogeológico de las termas de Alhama de Aragón (Zaragoza). *Ann. R.Acad.Farmacía XX* (4).
- Hernández, A., Del Olmo, P., Aragonés, E. Puigdefábregas, C. y Giner, J. (1983): Memoria explicativa de las Secciones Estratigráficas de la Hoja 437 (Ateca) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000, IGME: 67 p.
- Hinkelbein, K. (1965): Der Muschelkalk der zentralen Hesperischen Ketten (prov. Teruel, Spanien). Mit eimen Beitrang von O. Geyer. *Oberrhein. geol. Abh.*, 14: 55-95.
- Hinkelbein, K. (1969): El Triásico y el jurásico de los alrededores de Albarracín. *Teruel*, 41: 35-75.
- Hobbs, B. E., Means, W. D. y Williams, P. F. (1976): *An outline of structural geology*. John Wiley y Sons, Inc., New York: 518 p.
- Hobbs, D.W. (1967): The formation of tension joints in sedimentary rocks: An explanation. *Geol. Mag.*, 104: 550-556,
- Hodgson, R.A. (1961): Classification of structures on joint surfaces. *Ameri. Jour. Sci.*, 259: 493-502.
- Hoepfener, R. (1964): Zur physikalischen Tektonik. Darstellung der affinen Deformation, der Spannungs und Beanspruchungszustände mit Hilfe der flächen-treuen Kugelprojektion. *Felsmech. Ingenieurgeol.* 2: 2-44.
- Hoepfener, R., Brix, M. y Volbrecht, A. (1983): Some aspect on the origin of fold-type fabrics-teory, experiments and fields applications. *Geol. Rundschau*. 72: 421-450.
- Hoffman, P., Dewey, J.F. y Burke, K. (1974): Aulacogen and their genetic relation to geosynclines, with a Proterozoic example from Great Slave Lake. *Canada Soc. Econ. Pal. Mineral Spec. Publ.*, 19: 38-55.

- Holts, T.B. y Foote, G.R. (1981): Joint orientation in Devonian rocks in the Northern portion of the lower peninsula of Michigan. *Geol.Soc. Ameri. Bull.*, 92: 85-93.
- Horsfield, W.T. (1977): An experimental approach to basement-controlled faulting. *Geologie en Mijnbouw*, 56(4): 363-370
- Hossain, K.M. (1978): Theoretical stress conditions in the matrix around a rigid circular inclusion and their geological implications. *Geol. Mijnb.*, 57(1): 55-58.
- Hoyos, M.A., Leguey, S. y Rodríguez, J. (1973): Estudio mineralógico de las terrazas del río Duero en la provincia de Soria. *An. Edafol. Agrob.* XXXII: 143-160.
- IGME (1981): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 39 (Sigüenza) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 200.000*. IGME: 28 p.
- IGME (1982): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 31 (Soria) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 200.000*. IGME. 23 p.
- Illies, J.H. (1977): Ancienand recent rifting in the Rhinegraben. *Geologie en Mijnbouw*, 56(4): 329-350
- Ingram, Ph. (1996): Statistical procedures / Geostatistical Analysis.
<http://atlas.es.mq.au/users/pingram/stats.htm>
- ITGE (1990): *Documentos sobre la geología del subsuelo de España. Tomo V. Duero-Almazán*, Madrid: Mem. y 20 planos.
- Jaeger, J.C. (1969): Elasticity, fracture and flow: with engineering and geological applications. *Science Paperbacks*: 268 p.
- Jamison, W.R. (1987): Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9: 207-219.
- JEN (1975): Estudio Geológico de la zona de Olvega-Calatayud-ENADIMSA (Proyecto GM-5). 2 tomos. Informe Interno. (*inédito*).
- JEN (1977a): Estudio Geológico de la zona de Illueca-ENADIMSA (Proyecto GM-1/76). 2 tomos. Informe Interno. (*inédito*).
- JEN (1977b): Estudio Geológico de la zona de Tabuena-ENADIMSA (Proyecto GM-2/76). 2 tomos. Informe Interno. (*inédito*).
- JEN (1978a): Estudio litológico-petrográfico de sondeos perforados en la zona de Olvega. C.G.S. Informe Interno. (*inédito*).
- JEN (1978b): Informe de actividades de la zona de Olvega. Informe Interno. (*inédito*).
- Jiménez, E., Corrochano, A. y Alonso, G. (1983): El paleógeno de la Cuenca del Duero. En el *Libro Jubilar de J.M.Rios*. V.II. IGME, Madrid: 489-494.

- Jiménez, E., Cuesta, M.A., Martín de Jesús, S., Mulas, E., Pérez ramos, E. y Jiménez García, S. (1989): Primera nota sobre los vertebrados del Eoceno superior de Mazateron y Deza (Soria). *Stud. Geol.Salmant. Univ. Salamanca*, Vol. Esp. 5.: 29-133.
- Jiménez, E., Cuesta, M.A., Martín de Jesús, S., Mulas, E., Pérez ramos, E. y Jiménez García, S. (1989): Primera nota sobre los vertebrados del Eoceno superior de Mazateron y Deza (Soria). *Stud. Geol.Salmant. Univ. Salamanca*, Vol. Esp. 5.: 29-133.
- Johnson, M.R.W. y Frost, R.T.C. (1977): Fault and lineament patterns in the southern highlands of Scotland. *Geologie en Mijnbouw*, 56(4): 287-294
- Joly, H. (1923): Observations stratigraphiques sur l'Oxfordien et le Lusitanien en certains points de la Chaîne Celtibérique. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 176: 518 p.
- Joly, H. (1927): Etudes géologiques sur la chaîne Celtibérique (Provinces de Teruel, saragosse, Soria et Logroño (Espagne)). *C.R.Cong.Geol.Internat., t. XIV. Spain*. 1.2.S.
- Josopait, V. (1972): Das Kambrium Tremadoc. Ateca (NE Spanien). *Fors. Geol. Palaeontol.*, 23: 3-121.
- Julivert, M. , Marcos, A. y Truyols, J., (1972): L'évolution paléogéographique du NO de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurian. *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, C.IV: 1-7
- Jurado, M.J. y Müller, B. (1996): Orientación de esfuerzos en el NE de la Península Ibérica: nuevos indicadores a partir del análisis de datos de sondeos. *Geogaceta*, 19: 27-30.
- Jurado, M.J. y Müller, B. (1997): Contemporary tectonic stress in northeastern Iberia. New results from borehole breakout analysis. *Tectonophysics*, 282: 99-115.
- Jutz, S. L. y Chorowicz, J. (1993): Geological mapping and detection of oblique extensional structures in the Kenyan Rift Valley with a SPOT/LANDSAT-TM data merge. *International Journal of Remote Sensing*, 14: 1677-1688.
- Klitgord, K.D. y Schouten, H. (1985): Plate kinematics of the central Atlantic. In: Vogt, P.R. and Tucholke, B.E.: *The western North Atlantic*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, M: 351-378.
- Kulander, B.R., Barton, C.C. y Dean, S.L. (1979): *The application of fractography to core and outcrop fracture investigations*. U.S. Department of Energy, Morgantown Energy Technology Center, MET/SP-79/3: 174 p.

Bibliografía

- Kulander, B.R., Barton, C.C. y Dean, S.L. (1979): *The application of fractography to core and outcrop fracture investigations*. U.S. Department of Energy, Morgantown Energy Technology Center, MET/SP-79/3: 174 p.
- Lacomba, J. I. y Martínez-Salanova, J. (1988): *Quercomys Bijami* Gen. Nov. Sp. Nov. (Gliridae, Rodentia, Mammalia) del tránsito Oligoceno-Mioceno español. *Estudios Geol.*, 44: 107-118.
- Ladeira, F.L. y Price, N.J. (1981): Relationship between fracture spacing and bed thickness. *Journal of Structural Geology*, 3: 179-183.
- Lanaja, J.M. (1987): *Contribución de la explotación petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. IGME: 465 p.
- Lardiés, M.D. (1990): Observacions bioestratigráficas y sedimentológicas sobre el Calloviense de la provincia de Zaragoza. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 14: 157-172.
- Lardiés, M.D., Meléndez, G. y Sequeiros, L. (1988): Nuevos datos sobre el calloviense del sector central de la Rama Aragonesa (Cordillera Ibérica). Bioestratigrafía y facies. II Congreso Geológico de España, Comunicaciones I: 293-296.
- Lardiés, M.D., Meléndez, G., Sequeiros, L., Cariou, E. y Page, K. (1997): Síntesis bioestratigráfica y paleogeográfica del calloviense en el sector nororiental de la Cuenca Ibérica (plataforma aragonesa). Comun. IV Congres. Jurásico de España: 91-93.
- Le Pichon, X. (1984): The Mediterranean Seas. In: *Origin and history of marginal and inland seas*, Proceedings of the 227th International Geological Congress: VNU Science Press, 23: 189-222.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994): Paleostress trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers & Geosciences*, 20 (2): 161-191.
- Lendínez, A. (1991a): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 40 (Daroca) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 200.000*, ITGE: 239 p.
- Lendínez, A. (1991b): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 350 (Soria) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000*, ITGE: 70 p.
- Lendínez, A. (1991c): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 380 (Borobia) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000*, ITGE: 96 p.
- Lendínez, A. (1991d): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 435 (Arcos de Jalón) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000*, ITGE: 62 p.

- Lendínez, A. (1991e): *Informe complementario sobre la sedimentología del Neógeno. Memoria explicativa de las Hojas 378 (Quintana Redonda), 379 (Gómara), 405 (Berlanga de Duero), 406 (Almazán), 407 (Morón de Almazán), 435 (Arcos de Jalón), 436 (Alhama de Aragón) de los Mapas geológicos Nacionales a escala 1:50.000.* ITGE.
- Lendínez, A. y Martín, D. (1991): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 436 (Alhama de Aragón) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000, ITGE.: 68 p.
- Lendínez, A. y Muñoz, J.L. (1991): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 405 (Berlanga de Duero) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000, ITGE:57 p.
- Lendínez, A. y Ruiz, V. (1991): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 408 (Torrijo de la Cañada) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000, ITGE: 90 p.
- Lendínez, A. y Valverde, M.F. (1991): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 407 (Morón de Almazán) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000, ITGE: 34 p.
- Liesa, C. (1993): *Análisis de la de la deformación frágil en las áreas de Mosqueruela y la Puebla de Valverde (Teruel): Fases tectónicas y perturbaciones de esfuerzos.* Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza: 207p.
- Liesa, C. y Casas, A.M. (1995): Reactivación alpina de pliegues y fallas del zócalo hercínico de la Cordillera Ibérica: ejemplos de la Sierra de la Demanda y la Serranía de Cuenca. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19: 119-135.
- Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (1996): Problemas metodológicos en el análisis de lineamientos tectónicos mediante programas de tratamiento digital de imágenes. *Revista de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales de Zaragoza*, 51: 151-163.
- Liotta, D. (1990): La distribuzione dei Joint nel bacino di Santa Barbara (Valdarno superiore): indicazioni sulla tettonica neogenica. *Boll.Soc.Geol.Italia*, 109: 437-444.
- Lisle, R.J. (1987): Report on a meeting of the tectonic studies group on paleostresses and fault systems. *Jour.Struct.Geol.*, 9, 8: 1053-1054.
- Lisle, R.J. (1988): Romsa: a basic program for paleostress analysis using fault striation data. *Computer. Geosci.*, 14(2): 255-259.
- Liu, X. (1983): *Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques.* Thèse IIIème Cycle, U.S.T.L. Montpellier: 152 p.

Bibliografía

- López Martínez, N., Sesé Benito, C. y Sanz García, J.L. (1977): La microfauna (rodentia, insectivora, lagomorpha y reptilia) de las fisuras del Mioceno medio de Escobosa de Calatañazor (Soria, España). *Trabajos Neog. Cuater.*, 8: 47-73.
- Lorenz, V. y Nicholls, L.A. (1974): Formation of the Hercynian subplates: possible causes and consequences. *Nature*, 262: 374-377.
- Lorenz, V. y Nicholls, L.A. (1984): Plate and intraplate processes in Hercynian Europe during the late Paleozoic. *Tectonophysics*, 107: 25-56.
- Lotze, F. (1929): Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Beitr. Geol. Westmedit. Gebiet.* 3 Abh. Ges. Win. Z. Gottingen Math. Phys: N. F. 14 (2). *Traduc. Esp. Publ. Extranj. Geol. Españolas (1954-55)*. IGME, 8: 1-315 .
- Lotze, F. (1958). Zur Stratigraphie des spanischen Kambriums. *Geologie*, 7, 3-6. págs.727-750. 1 tab. Berlín, 1958. Trad. española por J. Gómez de Llarena. Sobre la estratigrafía del Cámbrico español. *Notas y Comunicaciones Inst. Geol. Min. España*, 61. págs.131-164. 1 cuad.Madrid, 1961.
- Lotze, F. y Szduy, K. (1961): Das Kambrium Spanien. Teil 2, Trilobiten. *Abh Math. Natur, Kl. Jahr.* núm. 7: 1-594.
- Lunar, R., y Sanchez Cela, V. (1973): Estudio geológico-petroológico del Cretácico de los alrededores de Alhama de Aragón. *Estudios Geol.*, 30: 523-541.
- Maestro González, A. y Casas Sainz, A. (1995a): Fracturación y estado de esfuerzos durante la compresión terciaria en la Cuenca de Almazán (Provincias de Soria y Zaragoza). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 8 (3): 193-214.
- Maestro González, A. y Casas Sainz, A. (1995b): Inferring large-scale basement faults by paleostress analysis. Example from the tertiary Almazán Basin (Spain). *Terra Abstracts, EUG 8*, Strasbourg: 269.
- Maestro, A. (1994): *Las deformaciones alpinas en la Cuenca de Almazán (provincias de Soria y Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Zaragoza, 159 p.
- Maestro, A. y Cortés, A.L. (1997): Sistemas de fracturas neógenas en la Cuenca de Almazán (sector oriental de la Cuenca del Duero). *Second Congress RCANS, Salamanca*, Abstrats: 67.
- Maestro, A. y Cortés, A.L. (1999): Sistemas de fracturas neógenas en la Cuenca de Almazán (sector oriental de la Cuenca del Duero). *Rev. Soc. Geol. España*, 12, 1.
- Maestro, A., Casas, A.M. y Cortés A.L. (1994): El campo de esfuerzos terciario en la Cuenca de Almazán. *II Cong. Grupo Esp. del Terciario*, Jaca: 149-152.
- Maestro, A., Cortés, A.L. y Casas, A.M. (1997a): Estructura del sector norte de la Cuenca de Almazán (Cordillera Ibérica). *Geogaceta*, 22: 117-120.

- Maestro, A., Cortés, A.L. y Casas, A.M. (1997b): Pliegues y cabalgamientos terciarios en el sector noroccidental de la Rama Aragonesa (Cordillera Ibérica). En: J.P. Calvo y J. Morales (eds). *Avances en el conocimiento del terciario ibérico*. Univ. Comp. de Madrid y Museo de Ciencias Naturales: 113-116.
- Maestro, A.; Liesa, C.L.; Simón, J.L.; Casas, A.M. y Arlegui, L.E. (1997c): Fracturación, plegamiento y campo de esfuerzos en los conglomerados oligocenos de Gómara (Cuenca de Almazán, Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (1-2): 3-12.
- Mandl, G. (1993): *Mechanics of tectonic faulting. Models and basic concepts. Developments in structural geology, 1*. Elsevier: 407 p.
- Manera, A. (1981): Determinación de cuatro fases de deformación en el extremo suroccidental de la Sierra de Altomira. *Estudios Geol.*, 37: 233-243.
- Mansourian, E. (1974): *Erleuterungen zur geologischen kartierung des Gebietes im Raum Murero-Ateca Montón in der Westlichen Iberischen Ketten (N. E. Spanien)*. Dipl. Arb. Würzburg: 1-98.
- Marfil, R. y Gómez-Gras, D. (1990): relaciones entre el ambiente de sedimentación y los procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein del Umbral de Ateca (Cordillera Ibérica). *Bol. Geol. Min.*, 101-1: 3-20.
- Marfil, R. y Gómez-Gras, D. (1992): Procedencia y modelo diagenético de las areniscas de facies Utrillas en la Cordillera Ibérica (Umbral de Ateca) y la Meseta Norcastellana. *Rev. Soc. Geol. de España*, 8 (3): 193-214.
- Marín, Ph. (1974): *Stratigraphie et evolution paléogéographique post-hercynienne de la chaîne celtibérique orientale aux confins de l'Aragon et du Haut-Maestrazgo (Prov. de Teruel et Castellón de la Plana. Espagne)*. Thesis Doc. Univ. Claude-Bernard, Lyon: 231 p.
- Marqués, L., Maestro, A., Gil, A. y Casas, A.M. (1996): Aportaciones del análisis microestructural a la evolución tectónica del extremo oriental de la Cuenca de Cameros. *Geogaceta*, 20 (4): 767-769.
- Martín Donayre (1873): Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*: 128 p.
- Martín Escorza, C. (1982): Análisis estructural de las fracturas fotodetectadas en el Alto Duero (Cuenca de Almazán). *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*. 6.(1): 391-411.
- Martín i Closas, C. (1989): *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del bloc de l'Ebre*. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona: 581 p.
- Martín-Herrero (1991): Tectónica Hercínica de las *Memorias explicativas de las Hojas 380 (Borobia), 408 (Torrijo de la Cañada) y 436 (Alhama de Aragón) de los Mapas geológicos Nacionales a escala 1:50.000*. ITGE.

Bibliografía

- Martín-Herrero, D., Ruiz Fernandez, V. y Navarro, D. (1989): Estratigrafía y estructura del Paleozoico en la terminación Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Boletín Geológico y Minero*, 100-6: 1046-1058.
- Martín-Serrano, A. (1988): Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la raña. *II Congr. Geol. Esp.*, comun. 1: 395-398.
- Martín-Serrano, A. y Del Olmo, A. (1990): *Informe complementario sobre el Mesozoico y Cenozoico. Memoria explicativa de la Hoja 507 (El Espinar) del Mapa geológicos Nacional a escala 1:50.000*. ITGE.
- Martín-Serrano, A., Mediavilla, R. y Santisteban, J.I. (1996): North-western Cainozoic record: present knowledge and the correlation problem. In: Friend, F. and Dabrio, C.J. (Eds.). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press. 237-246.
- Martín-Serrano, A., Santisteban, J.I. y Mediavilla, R. (1996): Tertiary of Central System basins. In: Friend, F. and Dabrio, C.J. (Eds.). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press. 255-260.
- Martínez Peña, B. (1987): *Informe complementario sobre Tectónica. Memoria explicativa del Mapa Geológico Sector Alhama de Aragón (Prov. Zaragoza) a escala 1:25.000*. Diputación Provincial de Zaragoza y Universidad de Zaragoza: 94-126.
- Martínez-Salanova, J. (1987): *Estudio paleontológico de los micromamíferos del Mioceno inferior de Fuenmayor (La Rioja)*. Ciencias de la Tierra, Instituto de Estudios Riojanos, 10: 99 p.
- Mas, J.R., Alonso, A. y Guimerà, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La Cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 129-144.
- Mastella, L. (1972): Interdependence of joint density and thickness of layers in the Podhale Flysch. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences*, XX(3): 187-196.
- Mattauer, M. (1976): *Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre*. Ed. Omega, Barcelona, 524 pp.
- Matte, P. (1986): Tectonics and plate tectonic models for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 177: 139-149.
- McConnell, D.A. (1994): Fixed-hinge, basement-involved fault-propagation folds, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 1583-1593.

- McQuillan, H. (1973): Small-scale fracture density in Asmari Formation of Southwest Iran and its relation to bed thickness and structural setting. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 57(12): 2367-2385.
- Means, W.D. (1987): A newly recognized type of slickenside striation. *Jour. Struct. Geol.*, 9 (5/6): 585-590.
- Mediavilla, R., Dabrio, C.J., Martín-Serrano, R. y Santisteban, J.I., (1996): Lacustrine Neogene systems of the Duero Basin: evolution and controls. In: Friend, F. and Dabrio, C.J. (Eds.). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press. 228-236.
- Meléndez, A. (1991): Sedimentología del Muschelkalk y Cretácico. Memoria explicativa de la Hoja 40 (Daroca) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 200.000, ITGE: 113-138.
- Meléndez, A. y Meléndez, F. (1983): Depositional reconstruction of the Cenomanian-Turonian sedimentary cycle in the Serranía de Cuenca (Iberian Chain, Central Spain). *Europ. Reg. Mtg. Sediment. I.A.S. Split 1983 Abstr.*: 111-113.
- Meléndez, A. y Pendón, J.G. (1982): Sedimentary of Upper Cretaceous platform carbonate of Northwestern Iberian Chain (NE Spain). *3rd. Europ. Reg. Mtg. Sediment. I.A.S. Copenhagen*: 49-51.
- Meléndez, A., Pardo, G., Pendón, J. G., y Villena, J. (1982): Una etapa de comunicación entre las cuencas de Calatayud y Almazán durante el Mioceno superior. *Temas Geol. Min. Inst. Geol. Min. España*. 6: 415-429.
- Meléndez, G. (1984): El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Meléndez, G., Bello, J., Delvene, G. Y Pérez-Urresti, I. (*in litt.*): El Jurásico Medio y Superior (Calloviense-Kimmeridgiense) en el sector de la llanura de Arcos (Ariño-Oliete, Teruel): Análisis tafonómico y bioestratigrafía. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22. (*en prensa*).
- Meléndez, N. (1978): *El Cretácico inferior en la zona de Picofrentes-Las fraguas (Provincia de Soria)*. Tesis de Licenciatura. (*inédita*).
- Meléndez, N. y Vilas, L. (1980): Las facies detríticas de la región de Picofrentes (Soria). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*, 78: 157-174.
- Miegebielle, V., Hervout, Y. y Xavier, J.P. (1993): Analyse structurale de la partie méridionale du Bassin de Soria (Espagne). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 17,1:19-37.
- Mitra, S. (1990): Fault-propagation folds: geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, 74: 921-945.

Bibliografía

- Moissenet, E. (1989): Les fossés néogènes de la Chaîne Ibérique: leur évolution dans le temps. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 (5): 919-926.
- Mojica, J. (1979): Über das Mesozoikum im zentralen Teil des nordöstlichen Keltiberikums (Ateca-Schwelle, Umgebung von Nuévalos, Provinz Zaragoza, Spanien). *Arb. Inst. Geol.Palaont. Univ. Stuttgart*, 74:1-70.
- Mojica, J. y Wiedman, J. (1977): Kreide-Entwicklung und Cenomanien-Turonien-Greze der mittleren Keltiberischen Ketten bei Nuévalos (prov. Zaragoza, Spanien). *Eclogae Geol. Helv.*, 70/3: 739-759.
- Molina, E. y Armenteros, I. (1986): Los arrasamientos Plioceno-Plio-Pleistoceno en el sector suroriental de la Cuenca del Duero. *Studia Geologica Salmanticensis*, XXII: 293-307.
- Molina, E. y Armenteros, I. (1991): *Informe complementario sobre Geomorfología. Memoria explicativa de las Hojas 350 (Soria) y 377 (Burgo de Osma) de los Mapas geológicos Nacionales a escala 1:50.000*. ITGE.
- Monninger, W. (1973): *Erläuterungen zur geologische Kartierung im Gebiet zum Olalla (Prov. Teruel. NE-Spanien)*. Dipl. Arb. Univ. Würzburg.:1-140.
- Monrose, H. (1968): *Reconnaissance Géologique de la Region de Reznos (Saragosse), Espagne*. Dipl. Arb. Arb. Bordeaux: 82 p.
- Moralejo, A. (1978): *Toponimia gallega y leonesa*. Santiago de Compostela: 188 y 190-191.
- Morillo, M.J. y Meléndez, F. (1972): La falla de San Leonardo: Interpretación paleogeográfica. (Cordillera Ibérica, Soria-Burgos). *Estudios Geol.*, 28: 65-76.
- Muehlberger, W.R. (1961): Conjugate joint sets of small dihedral angle. *Journal of Geology*, 69: 211-219.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fuchs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephansson, O. y Ljunggren, C. (1992): Regional patterns of tectonics stress in Europe. *Journal Geophysical Research*, 97, B8: 11783-11803.
- Muñoz Martín, A. (1997): *Evolución Geodinámica del borde oriental de la Cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid: 331 p.
- Muñoz Martín, A. (1993): *Campos de esfuerzos alpinos y reactivación de fallas en el sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complut. Madrid: 123 p.
- Muñoz Martín, A., De Vicente, G. y González Casado, J.M. (1994): Análisis tensorial de la deformación superpuesta en el ímite oriental de la Cuenca de Madrid. *Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 19: 203-214.
- Muñoz, A. (1985): *Estratigrafía y sedimentología del Terciario de la Depresión de Arnedo (prov. de la Rioja)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza: 150 p.

- Muñoz, A. (1992): *Análisis tectosedimentario del terciario de sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de la Rioja)*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza.pub.Instituto de Estudios Riojanos. Logroño: 347 p.
- Muñoz, A., Pardo, G. y Villena, J. (1986-87): Análisis tectosedimentario del Terciario de la Depresión de Arnedo (Cuenca del Ebro, Prov. de la Rioja). *Act. Geol. Hisp.*, 21-22: 427-435.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sopena, A. y Sanchez-Moya, Y. (1992): Electrofacies en el Triásico del subsuelo de la Cuenca de Almazán. *Geogaceta*, 11: 26-30.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sopena, A. y Sánchez-Moya, Y. (1995): Caracterización de las unidades litoestratigráficas del Triásico en el subsuelo del tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 19: 129-171.
- Muñoz-Jiménez, A. y Casas-Sainz, A.M. (1997): The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research*, 9: 65-85.
- Narr, W. y Suppe, J. (1991): Joint spacing in sedimentary rocks, *J. Struct. Geol.*, 13: 1037-1048.
- Narr, W. y Suppe, J. (1994): Kinematics of basement-involved compressive structures. *American Journal of Science*, 294: 802-860.
- Navarro, D. (1991): *Informe complementario sobre Tectónica. Memoria explicativa de las Hojas 350 (Soria) y 380 (Borobia) de los Mapas geológicos Nacionales a escala 1:50.000*. ITGE.
- Normati, M. y Salomón, J. (1989): Reconstruction of a Berrisian lacustrine paleoenvironment in the Cameros Basin (Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 70: 215-223.
- Nozal, F. (en prep.): Mapa y memoria explicativa de la Hoja 376 (San Esteban de Gormaz) del Mapa Geológico Nacional a escala 1: 50.000, ITGE.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. y Auzende, J.M. (1982): Cinématique des plaques et paleogéographie: Une revue. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 5: 857-284.
- Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. y Auzende, J.M. (1984): *Cinématique de l'Atlantique nord et central*. Paris, CNEXO, Rapports Scientifiques: 108 p.
- Olson, J. y Pollard, D.D. (1989): Inferring paleostresses from natural fracture patterns: A new method, *Geology*, 17: 345-348.
- Palacios, P. (1882): Cristales de pirita de hierro en las capas jurásicas de la provincia de Soria. *Mem. Com. Mapa Geol. de Esp.*, 9: 223 p.

- Palacios, P. (1890): Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria. *Mem. Com. Mapa Geol. de Esp.* Imp. Manuel Tello: 558 p.
- Palacios, P., y Sánchez Lozano, R. (1885): La formación wealdense en las provincias de Soria y Logroño. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 12: 109-140.
- Pardo, G. y Villena, J. (1981): Geología de la región de Montalbán-Utrillas. *XV Curso Geol. Práct.*, Teruel, 13-24 jul. 1980. Libro Expl.: 161-194
- Pardo, G., Villena, J. y González, A. (1989): Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y Unidades Tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas. *Rev. Soc. Geol. de España*, 2, (3-4): 199-219.
- Parga, J.R. (1969): Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen massiv. *Geol. Bundschan* 59: 323-336.
- Paricio, J. y Simón, J.L. (1986): Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica centro-oriental: la cuenca neógena inferior del Mijares (Teruel-Castellón). *Estudios Geol.*, 42: 307-319.
- Parker (1942): Regional systematic jointing in slightly deformed sedimentary rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 53: 381-408.
- Paul, D. (1969): *Erläuterungen zur geologische Kartierung zwischen Ferreruela del Huerva und Bádenas in den Ostlichen Iberischen Ketten (NE-Spain)*. Dipl. Arb. Uni.: Würzburg: 1-86.
- Pegoraro, O. (1972): *Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse Illème cycle. U.S.T.L. Montpellier, 41 p.
- Peláez-Campomanes, P., De la Peña, A. y López Martínez, N. (1989): Primeras faunas de micromamíferos del Paleogeno de la Cuenca del Duero. *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca.*, Vol. Esp. 5.: 135-157.
- Peláez-Campomanes, P. (1996): Upper Eocene rodents from the Almazán basin (Soria, Spain), *Eclogae geol. Helv.* 89/3: 1363-1385.
- Pérez de Pedro, F. (1925): El Mioceno de la provincia de Soria y los terrenos que la circundan. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 25: 86-100.
- Pérez González, A., Martín Serrano, A. y Pol Méndez, C. (1996): Depresión del Duero. En: (M. Gutiérrez, Coord.) *Geomorfología de España*. Editorial Rueda, Madrid: 351-388.
- Pérez González, A., Vilas Minondo, L., Brell Parlade, J.M. y Bertolín Pérez, M. (1971): Las series continentales al Este de la Sierra de Altomira. *Congr. Hip. Luso. Amer. Geol. Econ.* Madrid-Lisboa, I: 367-376.

- Pérez Lorente, F. (1985): La neotectónica de la Rioja: algunos aspectos morfológicos. *Actas del I Coloquio sobre Geografía de la Rioja. Pub. Instituto de Estudios Riojanos*: 9-23.
- Pérez-Arlucea, M. (1991): Características de los sedimentos carbonáticos de la segunda trasgresión del Triásico medio (Landiense) en la zona central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (1-2): 143-164.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopena, A. (1985): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalupe y Teruel). *Estud. Geol.*, 41: 207-222.
- Pérez-Lorente, F. (1987): La estructura del borde norte de la Sierra de Cameros (La Rioja). *Bol. Geol. Min.*, 98 (4): 484-492.
- Petit, J.P. (1987): Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Jour.Struct. Geol.*, 9 (5/6): 597-608.
- Petit, J.P. y Barquins, M. (1990): Fault propagation in Mode II conditions: comparison between experimental and mathematical models, applications to natural features. In Rossmanith (Ed.): *Mechanics of jointed and faulted rock*. Balkema Rotterdam: 213-220.
- Petit, J.P., Proust, F. y Tapponier, P. (1983): Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bull. Soc. Geol. France* (7), t.XXV,4: 589-608.
- Petit, J.P., Raynaud, S. y Cautru, J.P. (1985): Micotectonique cassante lors du plissement d'un conglomérat (Mio-Pliocène du Haut Atlas-Maroc). *Bull. Soc. Geol. France*, 1, 3: 415-421.
- Philips Oil Company - España (1982): *Prospección sísmica del sector de Langa de Duero*. Informe inédito. Ministerio de Industria y Energía, Madrid.
- Platt, J.P. y Berhmann, J.H. (1986): Structures and fabrics in a crustal scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology*, 8(1): 15-33.
- Platt, N.H. (1990): Basin evolution and fault reactivation in western Cameros Basin, Northern Spain. *Jour. Geol. Soc. (London)*, Vol. 147: 165-175.
- Plaziat, J.C. (1981): Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of southwest Europe. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 36: 263-320.
- Poblet, J. y Hardy, S. (1995): Reverse modelling of detachment folds: application to the Pico del Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain). *Journal of Structural Geology*, 17: 1707-1724.
- Pocovi, A., Besteiro, J., Osácar, M.C., González, J. y Lago, M. (1990): Análisis estructural de las mineralizaciones de baritina de la Unidad de Herrera (Cordillera Ibérica Oriental). *Geogaceta*, 8: 25-27.

Bibliografía

- Pocoví, A., Arlegui, L.E. y Simón, J.L. (1992): Observaciones sobre las fracturas de las diaclasas plumosas. *Geogaceta*, 11: 94-97.
- Pohn, H.A. (1981): Joint spacing as a method of locating faults. *Geology*, 9: 258-261.
- Pol, C. y Carballeira, J. (1982): Las facies conglomeráticas terciarias de la región de Covarrubias (Burgos). *Temas Geol. Mineral. IGME*, 6 (2): 509-525.
- Pol, C. y Carballeira, J. (1983): El sector Nororiental y su enlace con el surco Ebro-Rioja. En el *Libro Jubilar de J.M.Rios*. V.II. IGME: 507-512.
- Pol, C. y Carballeira, J. (1983): El sinclinal de Santo Domingo de Silos: Estratigrafía y paleogeografía de los sedimentos continentales (borde este de la Cuenca del Duero). *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 22: 7-35.
- Pollard, D.D. y Aydin, A. (1988): Progress in understanding jointing over the past century. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100: 1181-1204.
- Pollard, D.D. y Segall, P. (1987): Theoretical displacements and stresses near fractures in rock, with applications of faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In *Fracture Mechanics of Rock* edited by B.K. Atkinson, Academic, San Diego, Calif.: 277-349.
- Preparata, F. P. y Shamos, M. I., (1985): *Computational Geometry-An Introduction*, Springer-Verlag, New York.
- Price, N.J. y Cosgrove, J.W. (1990): *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press: 502 p.
- Puigdefábregas, C. y Souquet, P. (1986): Tectono-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Quarch M. (1973): Stratigraphie und Tektonik des Jungpaläozoikums im Sattel von Montalbán (Ostliche Iberische Ketten, NE-Spanien). *Diss. math. natura*. Fak. Univ. Würzburg: 1-201, fig. 1-13, cortes 1-9, lám.1-10, 1 mapa geol. (inédito).
- Quesada García, A. (1960): Falla de desgarre en el SO de la Península Ibérica. *Not. y Com. IGME*: 243-278.
- Quintero, I. y Mansilla, H. (1988): *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja 317 (Vinuesa) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME: 36 p.
- Quintero, I., Mansilla, H. y Martínez, C. (1981): *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja 348 (San Leonardo de Yagüe) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME: 40 p.
- Ramberg (1975): Paths displacement and progresive strain, applicated to rocks. *Tectonophysics*, 28: 1-37.

- Ramberg, I.B.; Gabrielsen, R.H.; Larsen, B.T. y Solli, A. (1977): Analysis of fracture patterns in southern Norway. *Geologie en Mijnbouw*, 56(4): 295-310
- Ramos A. (1979): *Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Provincia de Guadalajara)*. Seminarios de Estratigrafía, Monografías, 6: 313 p.
- Ramos Martín, A. (1989): *Geología del Paleógeno y Neógeno en el área de San Estebán de Gormaz (Soria)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Salamanca:166 p. (inédita).
- Ramos Martín, A. y Alonso Gavilán, G. (1990): Sedimentología y paleogeografía del Terciario en el área de San Esteban de gormaz-El Burgo de Osma (Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, (1-2): 167-179.
- Ramsay, J.G. (1961): The effects of folding on the orientation of sedimentation structures. *J. Geol.*, 69: 84-100.
- Ramsay, J.G. (1962): The folding of angular uncomformable sequences. A discussion. *J. Geol.*, 71: 397-400.
- Ramsay, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York: 568 p.
- Ramsay, J.G. y Hubert, M.I. (1983): *The technics of modern structural geology. Vol.1: Strain analysis*. Academic Press: 307 p.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1987): *The techniques of Modern Structural Geology. Vol.2: Folds and Fractures*. Academic Press, London: 493 p.
- Reches, Z y Dietrich, J.H. (1983): Faulting of rocks in three-dimensional strain fields; I, Failures of rocks in poliaxial, servocontrol experiments. *Tectonophysics*, 95 (1-2): 111-132.
- Reches, Z. (1978): Analysis of faulting in three-dimensional strain fields. *Tectonophysics*, 47: 109-129.
- Reches, Z. (1983): Faulting of rocks in three-dimensional strain fields: II, Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95 (1-2): 133-156.
- Reches, Z. (1987): Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 7: 849-861.
- Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992): Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *Journal of Geophysical Research*, 97 (B9): 12481-12493.
- Rehault, J.P. (1981) *Evolution tectonique et sédimentaire du bassin ligure (Méditerranée occidentale)*. Thèse d'état. Mem. Sc. Terre, Univ. P. and M. Curie Paris: 132 p.

Bibliografía

- Rehault, J.P., Boillot, G. y Mauffret, A. (1984): The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, 55: 447-477.
- Rehring, W.A. y Heidrick, T.L. (1972): Regional fracturing in laramide stocks of Arizona and its relationship to porphyry copper mineralization. *Economic Geology*, 67: 198-213.
- Rey Moral, C., Gómez Ortíz, D. y Tejero, R. (1999a): Cálculo de la anomalía gravimétrica de una cuenca sedimentaria. Su aplicación a la Cuenca de Almazán. *Geogaceta*, 25.
- Rey Moral, C., Sánchez Serrano, F., Tejero, R. y Bergamín J.E. (1997): Análisis digital del relieve y su relación con la estructura de la Cuenca de Almazán. En: J.P. Calvo y J. Morales (eds). *Avances en el conocimiento del terciario ibérico*. Univ. Comp. de Madrid y Museo de Ciencias Naturales: 173-176.
- Rey Moral, C., Tejero, R. y Gómez Ortíz, D. (1999a): Estudio de la estructura de la Cuenca de Almazán a partir de datos geofísicos. *Geogaceta*, 24.
- Rey, D. y Ramos, A. (1991): Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico del sector Deza-castejón (Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (1-2): 105-125
- Rey, J. y Rivera, S. (1981): *Mapa y Memoria explicativa de la Hoja 318 (Almarza) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*. IGME: 28 p.
- Rey, R. (1980): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 349 (Cabrejas del Pinar) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000*, IGME: 20 p.
- Riba, O. (1976a): Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation: *Sedimentary Geology*, 15: 213-233.
- Riba, O. (1976b): Tectogénèse et sédimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéées. *Bull. Bur. Rech. Géol. Mineral.*, 2e sér., Sect. I, 4: 383-401.
- Riba, O. y Ríos, J.M. (1962): Observation sur la structure du secteur sudouest de la Chaîne Ibérique (Espagne). Livre Mém. p. Fallot. *Mem. Soc. Geol. France* ,1: 257-290.
- Riba, O., Villena, J. y Maldonado A. (1973): Memoria explicativa de la Hoja 40 (Daroca) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 200.000, ITGE.
- Richter, G. (1930): Las cadenas Ibéricas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda. *Publ. Extr. Geol. de Esp. Inst. Lucas Mallada*, t. IX: 62-142.
- Richter, G. y Teichmüller, R. (1933): Die Entwicklung der keltiverischen Kettén. *Abh. Ges. wiss. Göttingen, math-phys.* XI. 8, 7: 1-118.
- Ricou, L. E. (1978): Accidents régulateurs de contrainte et réorientation de contrainte. *C.R.Acad. Sc. Paris*, 286: 1657-1660.

- Rincón, P.J., Giner, J., Vegas, R. y De Vicente, G. (1996): Sismicidad en el antepaís de las Cordilleras Béticas orientales: determinación del tensor de esfuerzos actual. *Geogaceta*, 20 (4): 932-935.
- Rincón, R., Vilas, L., Aarias, C., García, A., Mas, J.R., Alonso, A. y Meléndez, N. (1982): El Cretácico de las Cordilleras Intermedias y borde de la Meseta. En: *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos*, IGME, 2: 79-103.
- Rivero, L., Guimerà, J. y Casas, A. (1996): Estructura profunda de la cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica) a partir de datos gravimétricos. *Geogaceta*, 20 (7): 1695-1697.
- Rives, T. (1992): *Mécanismes de formation des diaclases dans les roches sédimentaires*. Thèse de Doctorat. U.S.T.L., Montpellier II: 250 p.
- Rives, T., M. Razack, J.P. Petit, y Rawnsley, K.D. (1992): Joint spacing: analogue and numerical simulations, *J. Struct. Geol.*, 14: 925-937.
- Rives, T., Rawnsley, K.D. y Petit, J.P. (1994): Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle varnish. *Journal of Structural Geology*, 16(3): 419-429.
- Robert, J.C. (1976): *Les décrochements; fracturations et mouvements de blocs associés. Exemples des massifs subalpins dauphinois*. Thèse Doct. Univ. Scient. et Médicale. Grenoble: 155 p.
- Roberts, J.C. (1961): Feather-structures and the mechanics of rock jointing. *Amer. Jour.Sci.*, 259: 481.
- Rodgers, J. (1987): Chains of basement uplifts within cratons marginal to orogenic belts. *American Journal of Science*, 287: 661-692.
- Rodriguez Pascua, M.A. (1993): *Cinémática y dinámica de las deformaciones alpinas en la zona del Alto Tajo (Guadalajara)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Complute. Madrid: 316 p.
- Roering, C. (1968): The geometrical significance of natural en-échelon crack-arrays. *Tectonophysics*, 5(2): 107-123.
- Ruhland, M., Horrenberger, J.C. y Werner, Ph. (1976): Modes de déformations récents dans la partie centrale du Zagros (Iran). *Sci. Géol. Bull.*, 29, 3: 249-257.
- Sabins, F. F. JR. (1987): *Remote sensing. Principles and interpretation.*, New York: W.H. Freeman and Co.: 449 p.
- Saenz García, C. (1931): Pantanos de la Tranquera y Carenas, en los ríos Mesa y Piedra. Estudio de las condiciones geológicas de emplazamiento y vaso. *Publ. Conf. Hidrogr. Ebro*, 63: 31-110.

- Saenz García, C. (1957): Historia geológica del solar numantino. *Celtibérica*, 13: 21-42.
- Sáenz Ridruejo, C. y Arenillas, M. (1987): El Duero y sus afluentes mayores. En: *Guía Física de España. 3. Los ríos* (E. Martínez de Pisón, Coord.). Alianza Editorial, Madrid: 120-165.
- Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espadà. Anàlisi de conca*. tesis doctoral, Universitat de Barcelona. Dpto. de GPPG: 345 p.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Salomon, J. (1980): Apparition des principales traits structuraux de la Sierra de Los Cameros (Chaîne Ibérique, Espagne du Nord) au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur: *Comptes Rendus de la Académie des Sciences de Paris*, v. 290: 955-958.
- Salomon, J. (1982a): Les formations continentales du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur en Espagne du Nord (Chane Cantabrique et NO Ibérique). *Mem. Geol. Univ. Dijon*, 6: 228 p.
- Salomon, J. (1982b): El Cretácico inferior, Cameros-Castilla. En: *El cretácico de España*, Univ. Complutense: 345-387.
- Salomon, J. (1983): Les phases "fossé" dans l'histoire du bassin de Soria (Espagne du Nord) au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 7 (2): 399-407.
- Salomon, J. (1984): Paléopedologie et redistributions carbonatées des formations continentales du Jurassique supérieur du Bassin de Soria (Espagne). *5° Europ. Reg. Mtg. sediment. I.A.S.*, Marsella: 393-394.
- Samper, F.J. y Carrera, J. (1990): *Geoestadística. Aplicaciones a la hidrogeología subterránea*. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería. Universidad Politécnica de Cataluña, barcelona: 484 p.
- San Román, J. y Aurell, M. (1992): Palaeogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basin (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 101-117.
- Sanchez de la Torre, L. (1963): El borde mioceno de Arcos de Jalón. *Estudios Geol.*, XIX: 109-136.
- Sanchez de la Torre, L. (1974): Cuenca de Almazán. *Col. Intern. Bioestratigrafía Cont. Neogen. sup. Cuat. Inf. Libro-Guía*: 29-30.

- Sanchez de la Vega, A. (1988): *Sedimentación continental terciaria del sector suroccidental de la Cuenca de Almazán*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, Univ. Salamanca: 136 p. (inédita).
- Sánchez-Moya, Y., Sopena, A., Muñoz, A. y Ramos, A. (1992): Consideraciones teóricas sobre el análisis de la subsidencia: Aplicación a un caso real en el borde de la Cuenca Triásica Ibérica. *Rev. Soc. Geol. de España*, 5 (3-4): 21-39.
- Sánchez-Serrano, F., Gómez-Ortíz, D., Bergamín, J.F. y Tejero, R. (1996): Identificación de elementos tectónicos del Sistema Central a partir de un modelo digital del terreno. *Geogaceta*, 19: 23-26.
- Sancho, A., Duée, G., Hervouet, Y. y Telliez, H. (1987): Evolution de la sédimentation dans une zone de décrochement complexe: Le Crétacé supérieur sur le rebord nord-ibérique entre le pic d'Orhy et Sainte-Jean-Pied-de Port. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 2: 235-243.
- Sanderson, D. J. y Chinn, C. (1989): Analysis of Landsat lineaments: an example applied to the structural control of mineralization at la Codosera, Extremadura, Spain. In: *Actas III Reunión Científica del Grupo de Trabajo en Teledetección*, Madrid: 133-149.
- Sanford, A.R. (1959): Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70: 19-52.
- Santafé, J. V., Casanovas, L. y Alférez, E. (1982): Presencia del Vallesiense en el Mioceno continental de la Depresión del Ebro. *Rev. R. A. C. Exactas, Físicas y Naturales*, 76: 277-284.
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R. y Martín-Serrano, R. (1996b): Alpine tectonic framework of south-western Duero basin. In: Friend, F. and Dabrio, C.J. (Eds.). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press. 188-195.
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Martín-Serrano, R. y Dabrio, C.J. (1996a): The Duero Basin: a general overview. In: Friend, F. and Dabrio, C.J. (Eds.). *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press. 183-187.
- Sanz de Galdeano, C (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordillera Béticas. *Estudios Geológicos*, 39: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C (1990): La prolongación hacia el sur de las fosas y desgarres del norte y centro de Europa: Una propuesta de interpretación. *Rev. Soc. Geol. de España*, 3 (1-2): 231-241.
- Sanz de Galdeano, C. y Estévez, A. (1981): Estricciones tectónicas en cantos de conglomerados. Su estudio en las depresiones de Granada y Guadix-Baza. *Estudios Geol.*, 37: 227-232.

- Sanz de Galdeano, C.M. (1996): Tertiary tectonic framework of the Iberian Peninsula. En: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, (PF. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press, Cambridge: 9-14.
- Sassi, W. y Faure, J.L. (1997): Role of faults and layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modelling. *Tectonophysics*, 266: 101-119.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. y Roulet, M.J. (1986): Kinematic evolution of Tethys Belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- Scanvic, J. Y. (1975): Contribution de la télédétection spatiale à l'étude du barrage l'Arnon. In: *Journées Nationales Géotechniques*, BRGM.
- Scanvic, J.Y. (1989): *Teledetección aplicada: Cartografía, Geología Estructural, Exploración Minera, Medio Ambiente, etc.* Ed. Paraninfo, Madrid: 210 p.
- Schermerhorn, L.J.G. y Stanton, W.I. (1969): Folded overthrust at Aljustrel (south Portugal). *Geol. Mag.*, 106 (2): 130-141.
- Scheuplein, R. (1967): Stratigraphie und Tektonik der Schichtenfolge im Raum Daroca-Calamocha (Westliche Iberische Ketten NE Spanien). *Univ. Wiss. Wuezburg*: 1-106.
- Scheuplein, R. (1970): Stratigraphie und tektonik der schichten folge in raum Daroca-Calamocha (Westliche Iberische ketten NE Spanien). *Univ. Wiss. Wurzburg*: 1-132.
- Schmidt-Thome, M. (1968): Beitrage zur Feinstratigraphie des Unterkambriums in dem Iberischen Ketten (Nordost-Spanien). *Univ. Wiss. Wuezburg*: 1-141.
- Schmitz, V. (1971): Stratigraphie und Sedimentologie in Kambrium und Tremadoc der Westlichen Iberischen nordlich Ateca (Zaragoza). NE Spanien. *Munsters. Forsch. Geol. Palaeontol.* 22: 1-123.
- Schrader, F. (1988): Symetry of pebble-deformation involving solution pits and slip-lineations in the northern alpine Molase Basin. *Jour. Struct. Geol.*, 10, 1: 41-52.
- Schudack, M. (1987): Charophytenflora und fazielle entwicklung der grenzsichten mariner Jura/Wealden in den Nordwestlichen Iberischen Ketten (Mit Verliechen zu Asturien und Kantabrien). *Palaeontographica Abt. B.*, 204: 1-180
- Schudack, M. y Schudack, H. (1989): Late Kimmeridgian to Berriasian Paleogeography of the Northwestern Iberian Ranges (Spain). *Berliner Geol. Wiss. Abh. (A)*, 106: 445-457.
- Secor, D. T. (1965): Role of fluid pressure in jointing. *Amer. Jour.Sci.*, 263: 633-646.

- Sell, I., Poupeau, G., Casquet, C., Galindo, C. y González-Casado, J.M. (1995): Exhumación alpina del bloque morfotectónico Pedriza-La Cabrera (Sierra del Guadarrama, Sistema Central Español): potencialidad de la termocronometría por trazas de fisión en apatitos. *Geogaceta*, 18: 23-26.
- Sequeiros, L. y Meléndez, G. (1979): Nuevos datos bioestratigráficos del Calloviense y Oxfordiense de Aguilón (Cordillera Ibérica, Zaragoza). *Cuadernos de Geología*. Universidad de Granada, 10: 167-177.
- Shell (1982): *Memoria de Extinción de los Permisos de Investigación de Hidrocarburos Almazán A a K*. Informe Interno.
- Sibuet, J.C., Mathis, B., Pastouret, L., Auzende, J.M., Foucher, J.P., Hunter, P.M., Guennoc, P., De Graciansky, P.C., Montadert, L. y Masson, D.G. (1985): Morphology and basement structure of the Goban Spur continental margin (northeast Atlantic) and the role of the Pyrenean orogeny. In: P.C. de Graciansky, C.W. Poag, et al.: *Initial Reports of Deep sea Drilling Project*, 80, Washington D.C., U.S. Govt. Printing Office: 1153-1165.
- Simón, J. L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, 124: 37-53.
- Simón, J.L. (1982): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza: 501 p.
- Simón, J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza. Pub. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 269 p.
- Simón, J.L. (1989a). Tectónica del ciclo Alpino. Memoria explicativa de las Hojas de Soria (350), Burgo de Osma (377), Quintana Redonda (378), Gómara (379), Borobia (380), Berlanga de Duero (405), Almazán (406), Morón de Almazán (407), Torrijo de la Cañada (408), Arcos de Jalón (435) y Alhama de Aragón(436) de los Mapas geológicos Nacionales a escala 1:50000. ITGE.
- Simón, J.L. (1989b). Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Jour. Struct. Geol.* Vol.11, 3: 285-294.
- Simón, J.L. (1990): Algunas reflexiones sobre los modelos tectónicos aplicados a la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, 8: 123-130.
- Simón, J.L. y Casas (1989): Tectónica del ciclo Alpino. Memoria explicativa de las Hojas de Soria (350), Gómara (379), Borobia (380) de los Mapas geológicos Nacionales a escala 1:50.000. ITGE.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Maestro, A. (1999): Stress perturbations registered by jointing near strike-slip, normal, and reverse faults: Examples from the Ebro Basin, Spain. *Jour. Gephys. Resch.* (in press).

- Simón, J.L., Casas, A.M., Arlegui, L.E., Cortés, A., Liesa, C. y Maestro, A. (1995): *Propuesta de Índice de Calidad para la evaluación de tensores de esfuerzos*. Grupo de Geología Estructural. Univ. de Zaragoza: 11 p.
- Simón, J.L., Serón, F.J. y Casas, A.M. (1988): Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field stress. *Ann. Tectonicae*, 2 (1): 21-32.
- Smith, D., Wall, W., Chen, Z., Barnes, R., Simons, B. y Keckler, D. (1995): *Surface Mapping System*, v. 6.01. Golden Software, Inc., Colorado.
- Sopeña, A. (1979): *Estratigrafía del Pérmico y Triásico al NO de la provincia de Guadalajara*. Seminarios de Estratigrafía. Serie Monográfica, 5: 329 p.
- Sopeña, A. y Ramos, A. (1985): El final del ciclo hercínico en el Sistema Central español: El Pérmico. *Rev. Real Acad. Cienc. Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 79: 617-623.
- Sopeña, A., López-Gómez, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. y Hernández, S. (1988): Permian and Triassic Rift basins of the Iberian Peninsula. In: W. Manspeizer (Ed.), *Triassic-Jurassic Rifting*. Elsevier, Amsterdam: 757-786.
- Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Ramos, A. y Hernando, S. (1983): El Triásico, En J.A. Comba (coord. gen.), *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos*, Vol. II, Instituto Geológico y Minero de España: 47-63.
- Sowers, G.M. (1973): Theory of spacing of extension fracture. In: Pincus, H. (Ed.): *Geological factors in rapid excavation*. Engineering Geology Case History, 9. Boulder Colorado. Geological Society of America: 27-53.
- Stauffer, M.R. y Gendzwill, D.J. (1897): Fractures in the norther plains, stream patterns and the midcontinent stress field. *Can.Jour.Earth Sci.*, 24: 1086-1097.
- Stromgard, K.E. (1973): Stress distribution during formation of boudinage and presue-shadows. *Tectonophysics*, 16: 215-248.
- Suppe, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science*, 283: 684-721.
- Suppe, J. (1985): *Principle of Structural Geology*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey: 537 p.
- Suppe, J. y Medwedeff, D.A. (1990): Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83: 409-454.
- Suppe, J., Chou, G.T. y Hook, S.C. (1992): Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: K.R. McClay (ed.), *Thrust tectonics*, Chapman & Hall: 105-121.

- Suppe, J., Sábát, F., Muñoz, J.A., Poblet, J., Roca, E. y Vergés, J. (1997): Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 19 (3-4): 443-461.
- Syme-Gash, P. (1971): A study of surface features relating to brittle and semibrittle fractures. *Tectonophysics*, 12: 349-391.
- Szduy, K. (1961): Das Kambrium Spaniens. Teil 2: Trilobiten. *Acad. Wiss. Lit Mainz. Abh Natur. T. 7-8*: 218-411..
- Tallos, A. (1984): Distribución y evolución sedimentaria de las facies detríticas triásicas de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *I Congr. Esp. de Geol.*, I: 97-108.
- Tanner, P.W.G. (1989): The flexural-slip mechanism. *J. Struct. Geol.*, 11(6): 635-655.
- Tapponier, P. y Molnar, P. (1976): Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264: 319-324.
- Teysent, T., (1980): *Erläuterungen zur geologischen Kartierung des gebietes S.E. Codos un dem Ostlichen Iberischen Ketten (NE Spanien)*. Dipl. Arb. Univ. Würzburg:1-125.
- Tischer, A. (1965): Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Geil. Jarhb.*, B 4: 123-164.
- Tischer, A. (1966): El delta wealdico de las Montañas Ibéricas Occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 81: 53-78.
- Tischer, A. (1966): El delta wealdico de las Montañas Ibéricas Occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 81: 53-78.
- Twiss, R.J. y Moore, E.M. (1992): *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company, New York: 532 p.
- Vaillard, P. (1985): Hypothèse sur la polarité des déformations alpines aux marges "pyrénéennes" de la plaque Europe et Ibérie. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 300, 6: 1019-1024.
- Valladares, I. (1976): Estratigrafía del Jurásico marino en el sector sur-occidental de la provincia de Burgos. *Studia Geologica Salamanticensia*, 11: 151-161.
- Valladares, I. (1989): *Sedimentología del Cretácico. Mapa y memoria explicativa de las Hojas 377 (Burgo de Osma), 378 (Quintana Redonda) y 406 (Almazán) de los Mapas geológicos Nacionales a escala 1: 50.000*, ITGE.
- Valladares, I. (1991): *Síntesis del Jurásico de la memoria de la Hoja 405 (Berlanga de Duero) del Mapa geológico Nacional a escala 1:50.000*; ITGE, Madrid: 16-24.

- Valverde, M. (1989): *Geomorfología de la memoria explicativa de la Hoja 436 (Alhama de Aragón) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 50.000*, ITGE.
- Van Wees, J.D., Arche, A., Beijdorff, C.G., López-Gómez, J. y Cloetingh, S.A.P.L. (1998): Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic), *Tectonophysics*, 300: 285-310.
- Varas, M.J. (1997): *Sedimentación continental neógena en el SE de la Cuenca de Almazán (Zaragoza)*. Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca: 77 p.
- Vegas, R. (1992): The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins, *Tectonophysics*, 203: 249-261.
- Vegas, R. y Banda, E. (1983): Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evol. Sci.*, 2(4): 320-343.
- Vegas, R., Vázquez, J.T., Suriñach, E. y Marcos, A. (1990): Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System. *Tectonophysics* 184: 367-378.
- Vera, J.A. (1988): Evolución de los sistemas de depósito en el Margén Ibérico de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. de España*, 2 (3-4): 373-392.
- Verbeek, E.R. y Grout, M.A. (1982): Dependence of joint spacings on layer thickness in sedimentary rocks. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 14(7): 637-638.
- Verbeek, E.R. y Grout, M.A. (1984): *Fracture studies in cretaceous and paleocene strata in and around the Piceance basin, Colorado: Preliminary results and their bearing on a fracture-controlled natural-gas reservoir at the MWX site*. U.S. Geological Survey Open-File Report 84-156: 30 p.
- Verbeek, E.R. y Grout, M.A. (1991): Some general properties of joints and joint networks in horizontally layered sedimentary and volcanic rocks-an overview. In: Gramberg, J. (Ed.): *U.S. Geological Survey Committee for the Advancement of Science in the Yucca Mountain Project Symposium on "Fractures, Hidrology, and Yucca Mountain" Abstract and Summary*.
- Viallard, P. (1979): La Chaîne Ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 289 (D): 65-68.
- Viallard, P. (1983): Le décollement de couverture dans la Chaîne Ibérique méridionale (Espagne): effet de raccourcissements différentiels entre substratum et couverture: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 7: 379-387
- Viallard, P. y Grambast, L. (1970): Sur l'âge post-Stampien moyen du plissement majeur de la Chaîne Ibérique Castillane. *C.R.Somm.Soc.Geol.France*, 1: 9-10.

- Vilas L, Alonso, A., Arias, C., García, A., Mas, J.R., Rincon, R. y Meléndez, N. (1983): The Cretaceous at the SO Iberian Ranges (Spain). *Zitteliana Munchen.*, 10: 245-254.
- Vilas, L, Mas, J.R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N y Rincon, R. (1982): Ibérica Suroccidental. En: *El Cretácico de España*. Univ. Complutense de Madrid: 457-514.
- Villena, J. (1976): Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal (Provincias de Guadalajara y Teruel) (Paleozoico). *Bol. Geol. Min.*, 87, 4: 329-354.
- Villena, J., Pardo, G., Pérez, A., Muñoz-Jiménez, A. y González, A. (1996): Tertiary of the Iberian margin of the Ebro Basin: 1) Stratigraphic synthesis. In: Friend, P., Dabrio, C.J. (eds.), *Tertiary basins of Spain*, Cambridge University Press: 77-82.
- Villena, J., Pérez, A., Pardo, G. y González, A. (1991). *Estudio sedimentológico del Terciario. Mapa y memoria explicativa de la Hoja 40 (Daroca) del Mapa geológico Nacional a escala 1: 200.000*, ITGE: 138-176.
- Wheeler, R.L. y Dixon, J.M. (1980): Intensity of systematic joints: Methods and application. *Geology*, 8: 230-233.
- Wheeler, R.L. y Stubbs, J.L. (1979): Style elements of systematic joints: statistical analysis of size, spacing and other characteristics. in Podwysocki, M.H., and Earle, J.L. (Eds.): *2nd. Inter. Confer. Basam. Tecton.*, Newark: 491-499.
- White, K. (1993): Image processing of Thematic Mapper data for discriminating piedmont superficial materials in the Tunisian southern Atlas. *Int. J. Remote Sensing*, 14: 961-977.
- Wilde, S. (1988a): Das Bathonium und Callovium der nordwest-Iberischen Ketten (Jura, Spanien). *Bochumer Geol. u. Geotechn. Arb.* 31: 210.
- Wilde, S. (1988b): The Bathonian and Callovian of the nor-west Iberian Range: tages of a facial and paleogeographical differentiation on a epicontinental platform. *III Col. Estratigr. Paleogeograf Jurásico de España*: 104-106.
- Wildi, W. (1983): La Chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphic of evolution du Trias au Miocène. *Rev. Geol. Dynam. Geogr. Phys.*, 24(3): 201-297.
- Williams, G.D. y Chapman, T.J. (1983): Strain developed in the hangingwall of thrusts due to their slip/propagation rate: a dislocation model. *Journal of Structural Geology*, 5: 563-571.
- Wise, D.U. y McCrory, T.A. (1982): A new method of fracture analysis: azimuth versus traverse distance plots. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93: 889-897.

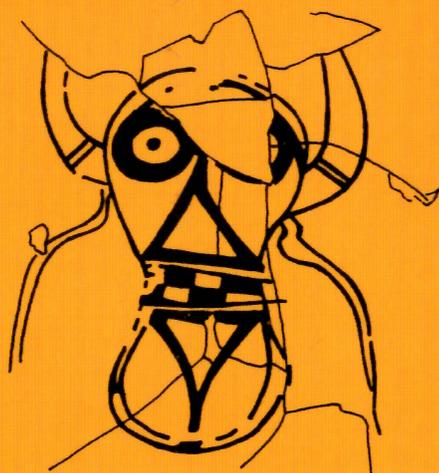
Bibliografía

- Wise, D.U. y Obi, C.M. (1992): Laramide basement deformation in an evolving stress field, Bighorn Mountain front, Five Springs Area, Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76 (10): 1586-1600
- Withjack, M.O., Olson, J. y Peterson, E. (1990): Experimental models of extensional forced folds. *A.A.P.G. Bulletin*, 74,:1038-1054.
- Wolf, R. (1980): The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected régions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part 1: The lower Ordovician sequence of Celtiberia. *N. Jb. Geol. Palaont. Abh*, 160 (1): 118-137.
- Woodworth, J.B. (1896): On the fracture system of joints, with remarks on certain great fractures. *Boston Soc.Nat.His.Proc.*, 27: 63-184.
- Wu, H. y Pollard, D.D. (1992): Sequence of deformations recorded in joints and faults, Arches National Park, Utah. *Journal of Structural Geology*, 14(2): 225-236.
- Wu, H. y Pollard, D.D. (1995): An experimental study of the relationship between joint spacing and layer thickness. *J. Struct. Geol.*, 17: 887-905.
- Wurm, A. (1911): Intersuchungen ubver den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. *Zt. Dtsch. Geol. Ges. Bd.* 63: 37-175.
- Yeats, R.S. (1986): Active faults related to folding. In: *Active Tectonic*. National Academic Press, Washington: 63-79.
- Yébenes, A., Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J. y Goy, A. (1988): Unidades Tectosedimentarias del Lías de la Cordillera Ibérica. *Comunicaciones al II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*. Logroño.
- Zeyen, H.J., Banda, E., Gallart, J. y Ansoerge, E. (1985): A wide angle seismic reconnaissance survey of the crust and upper mantle in the Celtiberian Chain of eastern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, 75: 393-402.
- Ziegler, P.A. (1988a): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 43: 198 p.
- Ziegler, P.A. (1988b): Post-Hercynian plate reorganization in the Tethys and Arctic-North Atlantic domains. In: W. Manspeizaer (Ed.), *Triassic-Jurassic Rifting*. Elsevier, Amsterdam: 711-755.
- Zoback, M.L. (1992): First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, 97: 11703-11728.
- Zoback, M.L. *et al.* (1989): Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341: 291-298.

2

*Este libro se terminó
de imprimir
en los talleres
de la
Imprenta Provincial de Soria
el día 26 de noviembre de 2004,
festividad de
San Juan Bautista*





EDICIONES DE LA EXCMA. DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE SORIA
COLECCIÓN TEMAS SORIANOS N° 48